

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1969 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Богданов. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца	3
Э. Г. Бейли, М. К. Блейк. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое	17
В. Е. Хаин. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин	31
М. З. Глуховский. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олёмно-Витимской горной страны	39
В. В. Эз. Существуют ли складки скальвания и складки волочения	52
М. Н. Белянкина. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа	62
М. К. Бахтеев, Н. И. Филатова. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы	75
В. Н. Крестников. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений	88

Краткие сообщения

Л. Г. Плахотный. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма	98
Ю. П. Непрочнов, В. Н. Москаленко. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудаутой по сейсмическим данным	103
В. А. Копаев. К методике анализа конседиментационных тектонических движений в областях континентального осадконакопления	108

Критика и дискуссии

Л. И. Красный. Рецензия на Международный тектонический словарь (английская терминология)	113
---	-----

Хроника

VI сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока	116
--	-----

CONTENTS

N. A. Bogdanov. Thalassogeosynclines of the Circum-Pacific belt	3
E. H. Bailey, M. C. Blake, Jr. Late Mesozoic sedimentation and deformation in Western California	17
V. E. Khain. Metamorphic registration of regions of a regenerated orogenesis and the problem of new formation of oceanic basins	31
M. Z. Glukhovskiy. Some features of early stages of geotectonic evolution of the Olekma — Vitim Highland	39
V. V. Ez. Are there shear and drag folds	52
M. N. Belyanikina. The connection between granitic formations and folded structures in the Baikalides of the Yenisey Ridge	62
M. K. Bakhteyev, N. I. Filatova. On the distinguishing features of the last stage of geosynclinal evolution of the Dzungaria — Balkash geosynclinal system	75
V. N. Krestnikov. Qualitative evaluation of the change in the contrast of vertical tectonic movements	88

Short communications

L. G. Plakhotny. Baikalides in the basement of East Crimea	98
Yu. P. Neprochnov, V. N. Moskalenko. The structure of the Black Sea Basin in the near-shore zone between Sochi and Gudauty according to seismic data	103
V. A. Kopyayev. The procedure of an analysis of consedimentational tectonic movements	108

Discussion

L. I. Krasny. A review of the international tectonic dictionary (English terminology)	113
--	-----

Chronicle

The 6th Session of the Scientific Council on the tectonics of Siberia and Far East	116
--	-----

УДК 551.240(265/266)

Н. А. БОГДАНОВ

ТАЛАССОГЕОСИНКЛИНАЛИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

С востока — в Корякском нагорье, на островах Сахалин, Хоккайдо, Новая Каледония и Новая Зеландия, и с запада — на Аляске и в Береговых хребтах Орегона и Калифорнии, Тихий океан и его моря обрамляются своеобразными геосинклинальными прогибами. Они выполнены кремнисто-граувакковыми толщами, получившими название францисканской формации. В их пределах отсутствует четко выраженный «гранитно-метаморфический» слой, а интрузивные породы представлены только телами ультраосновного состава. Метаморфические глаукофановые сланцы этих прогибов образовались в условиях высоких давлений и низких температур. В заключительные этапы развития граувакки сменяются отложениями флишевой формации. Этот тип прогибов в верхнем палеозое и мезозое заложился на симатической коре. В отличие от миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей их предлагается выделять в особый тип геосинклинальных прогибов — талассогеосинклинали. По своему строению талассогеосинклинали во многом сходны с современными океаническими желобами.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение строения и истории развития как геосинклинальных поясов огромной протяженности, так и отдельных геосинклиналей в последние годы дало много новых, чрезвычайно интересных результатов. После того как Г. Штилле (1940) впервые предложил генетическую классификацию геосинклинальных прогибов по характеру магматической активности на эв- и миогеосинклинали, а М. Кэй (1955) показал их пространственное положение в пределах Северной Америки, было опубликовано много сведений, существенно дополняющих это общее подразделение геосинклинальных прогибов (Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Обуэн, 1967). Так, М. В. Муратов (1963) предложил выделять несколько различных типов геосинклиналей, отличающихся друг от друга по характеру осадков. А. А. Богданов (1965) на примере Центрального Казахстана показал многообразие соотношений мио- и эвгеосинклинальных зон как в пространстве, так и во времени. Кроме того, многие американские ученые (Лоу-велл, 1962; Roberts a. oth., 1965; Key, Crawford, 1964) пришли к выводу, что в ряде регионов, например в Кордильерах Северной Америки, мио- и эвгеосинклинальные зоны разделяются поясом переходных фаций, который прослеживается на огромные расстояния.

Все исследователи рассматривали лишь два основных типа геосинклиналей — эв- и миогеосинклинали, а в новых классификациях были предложены в основном схемы подразделения миогеосинклиналей. Что касается эвгеосинклиналей, то их характеристика обычно давалась только в общих чертах. В пределах эвгеосинклиналей, расположенных во внутренних частях континентов, например Урала (Херасков, 1963), выделялись пояса вулканически активных зон и разделяющие их узкие, глубокие прогибы, выполненные кремнисто-вулканогенными образованиями. Последние иногда на протяжении длительного отрезка геологического времени оставались некомпенсированными прогибами. Прекрасными образцами последних могут служить палеозойские геосинклинальные прогибы южного Урала (Келлер, 1949) и центральной Шотландии (Jones, 1938). По

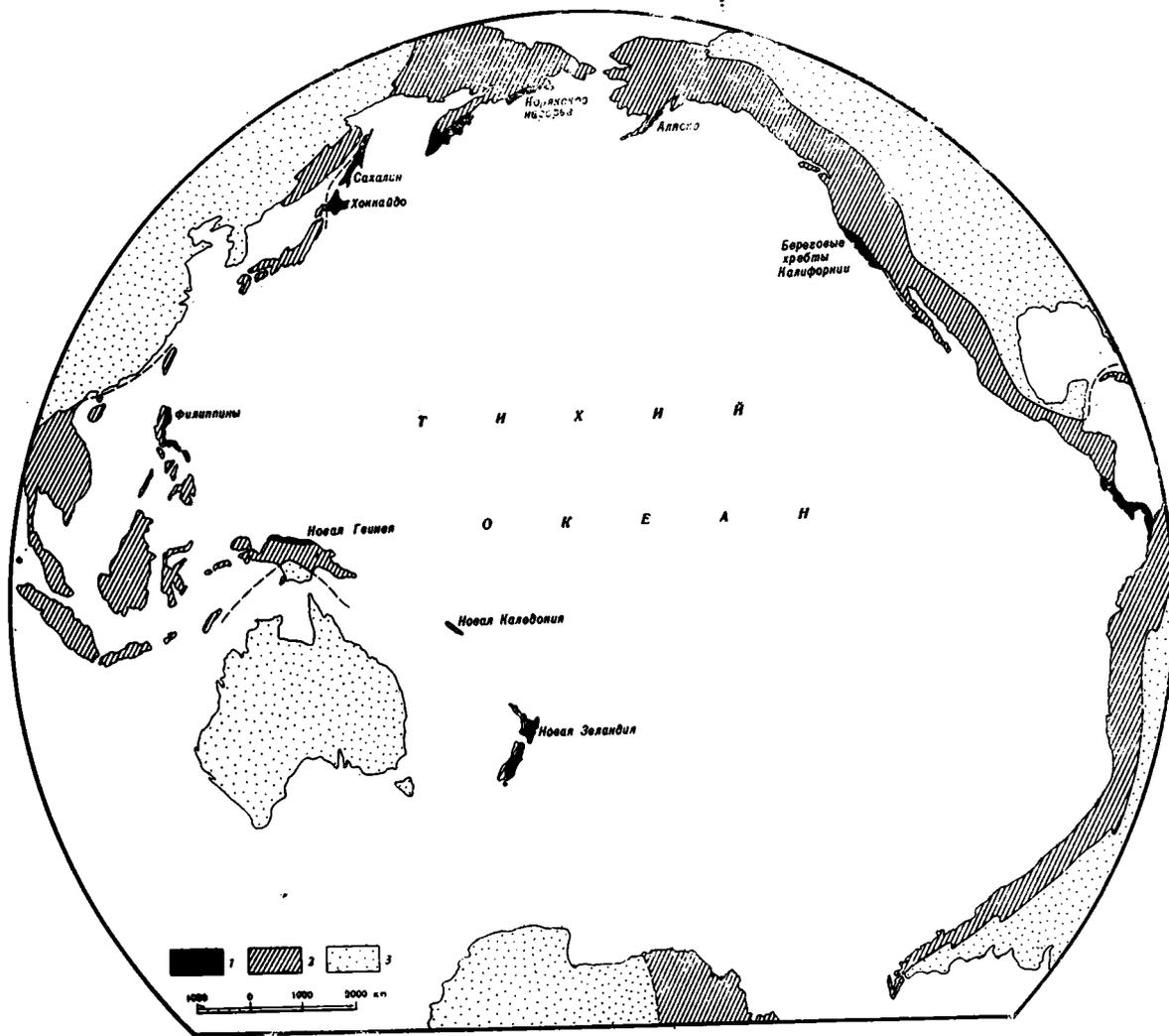


Рис. 1. Схема расположения талассогеосинклинал верхнего палеозоя — мезозоя Тихоокеанского кольца:
 1 — талассогеосинклинали; 2 — геосинклинальные зоны мезозойского возраста; 3 — платформы

данным Б. М. Келлера, глубина погружения осевых частей прогибов под уровень моря достигала 1800—1500 м и в последующие эпохи компенсация прогибов происходила в короткие промежутки геологического времени за счет быстрого накопления грубообломочных или вулканогенных толщ.

Иная картина наблюдается при анализе геологической истории области, обрамляющей Тихий океан. В нескольких районах Тихоокеанского кольца, непосредственно прилегающих к океанической впадине, на западе его — в Корякском нагорье, на островах Сахалин и Хоккайдо, Лусон и Самар (Филиппины), Новая Каледония и Новая Зеландия, и на востоке — на Аляске, в Кордильерах Северной Америки (на юге Орегона и в Береговых хребтах Калифорнии) — мезозойский геосинклинальный комплекс представлен специфической кремнисто-граувакковой толщей, известной в Северной Америке под названием «Францисканская формация» (рис. 1). В одних районах граувакки этой формации перекрывают спилиты и кремнистые толщи, в других — граувакки являются самыми древними образованиями. Необходимо заметить, что во всех геосинклинальных зонах, сложенных отложениями этого типа, не известны проявления гранитного магматизма и широко развиты тела пород ультраосновного состава. В пределах данных геосинклиналей встречаются глаукофановые метаморфические сланцы, образовавшиеся в условиях высоких давлений и низких температур, и почти нет высокотемпературных метаморфических образований. Вверх по разрезу граувакковые толщи в геосинклиналях этого типа сменяются флишевой формацией. Флишевые толщи компенсировали прогибы, и после их образования в одних регионах происходило накопление отложений миогеосинклинального типа, в других — эвгеосинклинального, а в третьих — орогенические процессы и складкообразование.

Области распространения граувакковых толщ францисканской формации со стороны континентов граничат с зонами одновозрастных эвгеосинклиналей, сложенных эффузивами кислого и основного состава и осадочными породами. В пределах последних, по геофизическим данным имеется четко выраженный «гранитно-метаморфический» слой и широким распространением пользуются гранитные интрузии и высокотемпературные метаморфические породы. Анализируя историю палеозойского этапа развития западной части Тихоокеанского кольца, автор выделил пояс распространения граувакковых толщ в особую структурно-фациальную зону — Отаго-Сахалинскую (Богданов, 1966) и предположил, что в среднепалеозойское время она заложилась на коре океанического типа. В этой же работе было предложено именовать этот тип геосинклиналей — талассогеосинклиналями. Сходная идея почти одновременно была высказана Э. Бейли, У. Ирвином и Д. Жонесом (Baily, Irwin, Jones, 1964), Г. Эрнстом (Ernst, 1965) и в последующем поддержана У. Гамильтоном и Г. Майером (Hamilton, Mayers, 1966) при анализе истории тектонического развития западного побережья Калифорнии и Орегона. Следовательно, талассогеосинклинали прослеживаются с обеих сторон Тихоокеанской океанической акватории в Азии, Океании и Северной Америке (см. рис. 1). Во многом строение отдельных прогибов этого типа идентично, хотя некоторые из них имеют свои специфические особенности. Ниже мы рассмотрим перечисленные районы отдельно.

КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Восточная часть Корякского нагорья от мыса Наварин, на севере, до верховья р. Хатырки и приблизительно осевой части Витвейского хребта, на юге, представляет собой область распространения весьма своеобразных геосинклинальных формаций мезозоя, отличных от одновозрастных эвгеосинклинальных толщ, занимающих обширную территорию на запа-

де нагорья. Разрез этих образований в последние годы был подробно описан Б. Х. Егиазаровым и др. (1963, 1965); И. М. Русаковым и А. И. Трухалевым (1962, 1964), Ю. Б. Гладенковым (1964), автором и рядом других исследователей.

Здесь, вдоль западного побережья Берингова моря, наиболее древние доалтские образования представлены однообразной толщей граувакковых и кремнисто-вулканогенных образований пикульнейской серии. В видимой нижней части разреза распространены темно-серые и зеленовато-серые мелкозернистые граувакки и алевролиты, переслаивающиеся с красными яшмами и редкими прослоями миндалекаменных спилитов с шаровой отдельностью и их туфов. Вверх по разрезу количество прослоев кремнисто-вулканогенных образований постепенно уменьшается. Среди граувакков и алевролитов только в виде отдельных прослоев встречаются кремнистые сланцы и яшмы, чаще всего зеленого и черного цветов. Иногда в граувакковой толще прослеживаются прослой и линзы окремненных известняков. В зонах интенсивного метаморфизма граувакки и алевролиты изменены до глаукофановой фации метаморфизма. Во всей толще устанавливаются следы турбулентных подводных течений и оползней. Видимая мощность пикульнейской серии не менее 7—10 км. Породы пикульнейской серии прорваны многочисленными телами ультраосновных пород — пироксенитов, перидотитов и серпентинитов. Реже среди магматических образований в этом районе встречаются габброиды и габбро-диориты. Как правило, магматические породы встречаются в основании пологих надвигов и шарьяжей, перемещение которых происходило в сторону Берингова моря, т. е. с северо-запада на юго-восток.

Стратиграфическое положение пород пикульнейской серии долгое время оставалось дискуссионным. В. Х. Егиазаров, И. М. Русаков и А. И. Трухалев возраст этих образований датировали как палеозойский на основании находок палеозойской фауны в известняках. Однако Ю. Б. Гладенков и автор этой статьи установили, что известняки с окаменелостями палеозоя встречаются только в тектонитах и меланже во фронтальных частях надвигов, а в граувакках и алевролитах были обнаружены ауцеллы юрского — нижнемелового возраста. Кроме того, И. М. Русаковым и А. И. Трухалевым (1964) среди этих пород были встречены окаменелости триаса. Поэтому возраст кремнистограувакковой толщи пикульнейской серии нами датируется как триасваланжин.

Граувакково-кремнистая толща нижнего и среднего мезозоя востока Корякского нагорья с угловым несогласием перекрывается мощным комплексом пород верхов нижнего (альба) — верхнего мела. В основании его залегают грубозернистые песчаники и конгломераты, которые сменяются сланцево-алевролитовой толщей, содержащей прослой известняков и эффузивов и, наконец, терригенный флиш. Общая их мощность около 5000 м. Эта флишевая формация образовалась в заключительный этап развития геосинклинальных прогибов востока Корякского нагорья.

От более западной структурно-фациальной зоны восточная часть Корякского нагорья отделена серией крупных надвигов северо-восточного простирания и поясом небольших по своим размерам интрузивов ультраосновного состава. К западу от этой границы располагается область развития главным образом основных и кислых эффузивных и кремнистых образований, т. е. типичных эвгеосинклинальных формаций триасово-нижнемелового возраста. В то же время среди вулканогенно-терригенных пород здесь встречаются многочисленные прослой мелководных отложений. В целом эта область для ранне- и средне-мезозойского времени может рассматриваться как эвгеосинклинальный пояс с дифференцированными тектоническими движениями и интенсивным вулканизмом и магматизмом.

ОСТРОВА САХАЛИН И ХОККАЙДО

На юге Охотского моря, к востоку от мезозойских геосинклинальных структур Сихотэ-Алиня, а также островов Хонсю, Сикоку и Кюсю в пределах о. Сахалин и центрального Хоккайдо прослеживается зона распространения глубоководных кремнисто-граувакковых толщ палеозойского мезозойского возраста (Богданов, 1965). Общая видимая протяженность пояса составляет около 1500 км; на севере он погружается под воды Охотского моря, а на юге — Тихого океана.

На о. Сахалин палеозойские и мезозойские образования обнажаются в пределах Восточно-Сахалинского горстового поднятия (Пушаровский, 1964), прослеживающегося в строго меридиональном направлении.

Повсеместно как в Восточно-Сахалинских горах, так и Сусунайском хребте основание разреза складывается толщей метаморфических сланцев. В ее составе преобладают темные графитистые и слюдяные разности, чередующиеся с тонкими прослоями глаукофановых сланцев и метакварцитов. Изредка в контакте с зеленокаменными образованиями встречаются кристаллические мраморы. Видимая мощность этих образований около 1500 м. Выше по разрезу графитистые сланцы постепенно сменяются вулканогенными образованиями — лавами и туфами базальтов, которые переслаиваются с тонкими прослоями красных яшм и зеленых и черных кремнистых сланцев и массивных граувакк. Мощность вулканогенных пород достигает 1200—1400 м. Постепенно толща базальтов сменяется пачкой, представленной миллиметровым чередованием радиоляриевых яшм и кремнистых сланцев. Среди них изредка встречаются прослойки основных эффузивов, в основном базальтового состава, мощность которых не более 1 м. Эта часть разреза достигает по мощности около 1000 м и венчает разрез комплекса метаморфических образований, возраст которого на основании редких палеонтологических находок принимается условно как верхнепалеозойский. Литологически они несколько отличаются от мезозойских пород, встречающихся к югу и к востоку от Восточно-Сахалинского и Сусунайского хребтов. Это чрезвычайно однообразный комплекс — повсеместно среднезернистые, а кое-где грубозернистые граувакки чередуются с черными глинистыми сланцами красными яшмами, темно-серыми и зелеными кремнистыми сланцами и базальтами с подушечной отдельностью. Часто в толще встречаются туфы базальтов и местами с вулканогенными прослоями ассоциируются хемогенные кристаллические известняки. Общая видимая мощность граувакковой толщи не менее 2000—5000 м, и в ней снизу вверх по разрезу не намечается никаких заметных фациальных изменений. В нижней части разреза граувакк были обнаружены фораминиферы верхней перми, а в верхах ее — тригонии и радиолярии низов нижнего мела, т. е. ее возрастной диапазон охватывает верхи перми, триас, юру и низы нижнего мела.

Весь этот палеозойский и нижнемезозойский комплекс прорван дайками и силлами ультраосновного и основного состава.

Кремнисто-граувакковый комплекс, вероятно, с несогласием перекрывается отложениями верхнего мела, разрез которых заметно отличается в пределах западного и восточного побережий острова. На востоке Сахалина (Ратновский, 1960) верхнемеловые отложения в основании разреза представлены флишеподобным чередованием темно-серых глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и туфогенных песчаников. В верхней половине толщи сланцы чередуются с вулканогенными породами — туфами, туфобрекчиями и кремнистыми сланцами и редкими прослоями лав среднего состава. Общая мощность верхнего мела свыше 5000 м.

Прямым продолжением структур о. Сахалин по простиранию на юг являются палеозойские и мезозойские геосинклинальные образования центральной части о. Хоккайдо. Домеловые образования этой зоны

острова были описаны К. Хасегава, Х. Осанаи, М. Судзуки, К. Мапусита (Hasegawa a. oth., 1961), Х. Осанаи, К. Митани, С. Исикава и К. Мацусита (Osanaï a. oth., 1963) и другими японскими геологами.

Здесь в основании стратиграфического разреза залегают породы серии хидака, представленные чередованием темно-серых граувакк и черных глинистых сланцев. Выше по разрезу среди граувакк встречаются редкие прослои спилитовых лав и их туфов, яшмы, кремнистые сланцы и хемогенные известняки. Весь разрез серии чрезвычайно однообразен, и его видимая мощность достигает на менее 5000—7000 м. Верхняя часть разреза этого комплекса носит название свиты сорачи. В разрезе этой толщи среди граувакк часто встречаются вулканогенные образования — спилиты, диабазы и диабазовые порфириды и их туфы, а также яшмы и кремнистые сланцы. Общая мощность свиты около 1000 м. В средней части разреза этой толщи были обнаружены окаменелости юрского возраста, поэтому возрастной диапазон пород группы, возможно, соответствует юре и нижним горизонтм нижнего мела. Более сложный вопрос о возрасте образований серии хидака. Можно согласиться с мнением М. С. Маркова и др. (1967), что он соответствует триасу и перми.

Кремнисто-граувакковые образования центральной части о. Хаккайдо, видимая суммарная мощность которых не менее 12 000 м, с угловым несогласием перекрываются апт-альбскими и верхнемеловыми отложениями. В основании этой толщи залегают грубозернистые песчанки, чередующиеся с алевролитами. Постепенно они сменяются песчано-сланцевым флишем, в котором имеются прослои конгломератов и туфов среднего и кислого состава. Ритмичное флишиодное чередование характерно и для отложений верхнемелового возраста, общая суммарная мощность которых около 5000—6000 м.

В пределах Центрального Хоккайдо мезозойские образования прорваны интрузиями ультраосновного состава (перидотитами и серпентинитами) габброидами, образующими тела небольших размеров.

По направлению на юг, как уже говорилось выше, палеозойские и мезозойские геосинклинальные образования о. Хоккайдо погружаются под воды Тихого океана и, вероятно, с востока обрамляют зону Самбагава, сложенную вулканическими породами того же возраста, которая протягивается от гор Китаками, на севере о. Хонсю, до района Кума-Гава, на о. Кюсю. Весьма возможно, прогибы, выполненные кремнисто-граувакковым комплексом палеозойского и мезозойского возраста, прослеживаются далеко на юг вплоть до о. Лусон Филиппинского архипелага. Здесь широким распространением пользуются хлоритовые и цеолитовые сланцы и метаморфизованные граувакки юрского и, возможно, триасового возраста (Gervasio, 1964). Подобные породы известны и на других островах этого архипелага. Следует лишь отметить, что в пределах восточных-овов Филиппин широко развиты ультрабазиты и практически отсутствуют интрузивные тела гранитоидов.

Наиболее широким распространением кремнисто-граувакковый комплекс пользуется южнее Филиппинских островов — в пределах Новой Зеландии.

ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

В пределах Новозеландского архипелага, в восточной половине Северного и Южного островов верхнемеловые и кайнозойские геосинклинальные отложения подстилаются мощной толщей граувакков и сланцев, выделяющихся в альпийскую фациальную зону (Turner, 1933; Hutton, Turner, 1936). На западе Южного острова разновозрастные образования представлены в основном мощной толщей вулканогенных пород фациальной зоны Хоканое (рис. 2).

Образования альпийской фациальной зоны отличаются большой мощностью, удивительным однообразием состава, содержат очень не-

большое количество фауны и, кроме того, эти породы метаморфизованы и превращены в гнейсы и сланцы. Поэтому их стратиграфия разработана весьма слабо. По степени метаморфизма среди них выделяются три зоны: гранатово-олигоклазовая, биотитовая и хлоритовая. Помимо метаморфизованных пород самые верхи разреза толщи представлены неизменными образованиями. Метаморфический комплекс гранатоолигоклазовой зоны представлен олигоклазовыми гнейсами, содержащими крупные кристаллы альмандина. Для биотитовой зоны характерны среднезернистые биотитовые гнейсы и сланцы, содержащие также кварц, альбит и мусковит. Породы как первой, так и второй зон образовались за счет метаморфизма граувакк, а встречающиеся среди них редкие прослои амфиболитов — в результате перекристаллизации спилитовых лав. Породы последней — хлоритовой зоны представлены частично или полностью перекристаллизованными и рассланцованными граувакковыми песчаниками и аргиллитовыми и хлоритовыми сланцами, переслаивающимися с отдельными прослоями и линзами спилитов и их туфов, яшм и кремнистых сланцев (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963). Общая мощность граувакковых и кремнистых пород на востоке Южного острова, в провинции Отаго, достигает 20 000 м.

Возраст этой толщи по редким находкам окаменелостей датируется от карбона и до нижнего мела включительно (Богданов, 1967), причем метаморфизованными образованиями являются главным образом отложения каменноугольного — триасового возраста (породы юры и нижнего мела метаморфизованы незначительно). Согласно исследованиям Д. Кумбса и др. (Coombs a. oth., 1959), основную роль в перекристаллизации этих пород играли процессы регионального метаморфизма, а в эпоху конца нижнего мела эти образования были уже вторично изменены в результате динамометаморфизма, приведшего уже к образованию глубоко метаморфизованных толщ.

На породах альпийской фациальной зоны с угловым несогласием залегают отложения верхов нижнего и верхнего мела. Они представлены в основании вулканогенными породами и песчаниками, которые вышесменяются ритмично чередующимися песчаниками и черными глинистыми сланцами. В целом эта толща имеет флишевый характер. Мощность ее около 4000—5000 м (Brown a. oth., 1968).

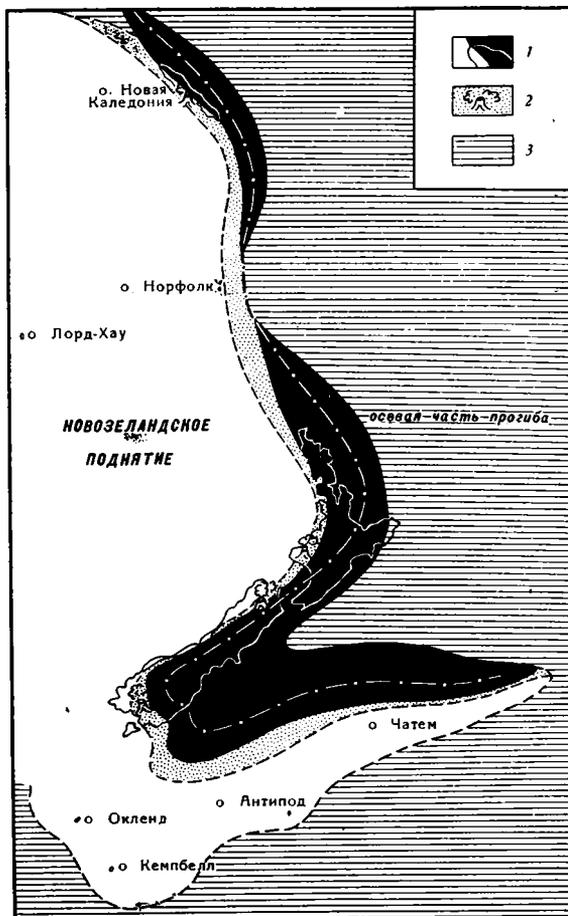


Рис. 2. Талассогеосинклинальные прогибы верхнего палеозоя — триаса юго-запада Тихоокеанского кольца (по Fleming, 1962, с дополнениями автора): 1 — талассогеосинклинали; 2 — островные дуги; 3 — океаническая область

Магматические образования в пределах распространения граувакковых песчаников и кремнистых сланцев альпийской зоны фаций представлены телами основного и ультраосновного состава, не только мезозойского, но и кайнозойского возрастов. В то же время западнее, в области, которая сложена вулканогенными породами верхнего палеозоя и мезозоя (фации Хоканое), расположены крупные интрузии различных по своему составу гранитоидов, древнейшие из которых имеют допермский, а наиболее молодые верхнемеловой — палеогеновый возраст. Вдоль границы между этими зонами прослеживается пояс гипербазитов протяженностью около 1000 км.

В восточной части Тихоокеанского тектонического пояса одновозрастные мезозойские геосинклинальные трюги, выполненные кремнисто-граувакковыми образованиями известны в пределах Береговых хребтов Калифорнии и Орегона (Baily *а. оth.*, 1964; Page, 1966) и, возможно, вдоль южного побережья Аляскинского полуострова (Burk, 1965). Наиболее подробно они были изучены в первом из этих районов.

БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ КАЛИФОРНИИ

Во время первых региональных геологосъемочных работ в районе залива Сан-Франциско А. Лоусон (Lowson 1895_{1,2}) выделил толщу юрских и меловых массивных и расланцованных граувакк, переслаивающихся глинистыми сланцами, яшмами и спилитовыми лавами, в францисканскую группу. Последующие исследования тектонического положения и литологического состава показали, что этот комплекс пород в целом имеет особое тектоническое положение, и поэтому ряд американских геологов (Ernst, 1965) и др. предложили выделить францисканскую толщу в единую тектоническую формацию, понимая этот термин почти так же, как и впервые предложивший его в 1945 г. Н. С. Шатский (1965) и Н. П. Херасков (1967).

Францисканская формация слагает обширные области в Береговых хребтах Калифорнии, к западу от Большой Долины. К востоку от области распространения францисканской формации и Большой Долины, в предгорьях Сьерры-Невады, распространены палеозойские и мезозойские (довехнеюрские) вулканогенные образования (Меланхолина, 1967); в западном и восточном борту Большой Долины верхнеюрские и меловые отложения представлены в базальной части разреза основными лавами и их туфами, а в средней и верхней частях разреза — чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, источником сноса обломочного материала для которых служили районы, расположенные на востоке. Повсеместно эта зона отделена от области развития францисканской формации крупным надвигом, вдоль которого прослеживается пояс ультраосновных пород.

В разрезе францисканской формации осадочные породы играют наиболее важную роль, образуя около 90% всего ее состава. Приблизительно такая же часть осадочных образований в этом разрезе представлена массивными и слоистыми граувакковыми песчаниками, которые переслаиваются с алевролитами и глинистыми сланцами. Граувакки чередуются с вулканогенными образованиями основного состава, которые представлены как лавами, так и туфогенными разностями. Они образуют прослои и пачки, мощность которых колеблется от нескольких метров до сотен метров. Наибольшее количество прослоев спилитов встречается в низах разреза францисканской формации. В ассоциации с вулканогенными породами встречаются мраморизованные известняки, содержащие глобигерины. Яшмы и кремнистые сланцы переслаиваются с граувакками и спилитами, но встречаются значительно реже последних.

Верхняя возрастная граница пород францисканской формации датируется как низы верхнего мела (туронский ярус), а наиболее древними фаунистически характеризованными отложениями в ней являются образования верхней юры. Общая ее видимая мощность очень велика и достигает 18 000—20 000 м.

Вверх по разрезу францисканская формация перекрывается породами верхнего мела, мощность которых около 3000 м. Они представлены ритмично переслаивающимися между собой черными сланцами, песчаниками и алевролитами и в меньшей степени конгломератами. Вся эта толща имеет облик флиша. Верхнемеловой флиш в свою очередь сменяется геосинклинальными кайнозойскими образованиями.

Как уже говорилось выше, к востоку от Береговых хребтов, вдоль бортов Большой Долины распространены разновозрастные породы совершенно другого литологического состава. В основании ее залегает свита ноксвилл, сложенная в низах песчаниками и вулканогенными породами смешанного состава, выше сменяющимися чередующимися между собой сланцами и алевролитами. Отложения нижнего и верхнего мела в этом районе представлены мощной (до 15 км) толщей флишеподобного чередования песчаников сланцев и алевролитов. Они также слагают многочисленные тектонические покровы, залегающие на структурах, образованных граувакками францисканской формации. Весь этот разрез Э. Бейли др. (Bailey a. oth., 1964) относят к миогеосинклинали что, на наш взгляд, не является строго обоснованным. По направлению на юг образования францисканской формации погружаются под воды Тихого океана. Они обнажаются еще лишь на западном побережье Калифорнийского полуострова (King, 1966; Allison, 1964). В Южной Америке, вдоль западных склонов Анд, подобные отложения не установлены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы рассмотрели геологическое строение отдельных районов Тихоокеанского тектонического кольца, где в мезозое были расположены геосинклинали, выполненные мощными кремнисто-граувакковыми толщами верхнего палеозоя — нижнего мела. Остановимся теперь на общих вопросах их тектонического развития.

1. Повсеместно геосинклинальные прогибы этого типа, или талассогеосинклинали, расположены между областями с растущей сиалической корой, где широким развитием пользуются гранитные интрузии, преимущественно верхнемезозойского возраста, и Тихим океаном или его морями. Граница между ними прослеживается по резкой смене вулканогенных отложений кремнисто-граувакковыми образованиями. Кроме того, во многих районах, например в Новой Зеландии, в Корякском хребте и в Калифорнии, вдоль этой границы прослеживается на сотни километров пояс гипербазитов. Резко отлично и строение коры в двух этих смежных районах. Если для эвгеосинклинальных областей Сьерры-Невады или Сихотэ-Алиня земная кора достигает мощности более 35 км и в ней четко выделяются «гранитно-метаморфические» и «базальтовый» слои, то в пределах талассогеосинклиналей сейсмические данные указывают на отсутствие четко выраженного «гранитно-метаморфического» слоя. По данным Дж. Камерона (Cameron, 1961), в северных Береговых хребтах Калифорнии выделяются три сейсмические горизонта: верхний со скоростями 5,1 км/сек, мощностью до 3 км, средний — с 5,6—5,95 км/сек, мощностью 24—26 км и нижний — с 6,93 км/сек, залегающий непосредственно выше поверхности Мохоровичича. Э. Бейли и др. (Bailey a. oth., 1964) высказали предположение, что первый сейсмический горизонт соответствует кайнозойским слабдеформированным образованиям, второй — францисканской формации, а третий — «базальтовому» слою, мощность которого около 5 км.

К подобным выводам при интерпретации геофизических данных по строению земной коры западной Калифорнии приходят Дж. Эйтон (Eaton, 1963) и У. Гамильтон и Б. Майерс (Hamilton, Myers, 1966).

По данным Г. Эйби (Eiby, 1958), в Новой Зеландии, в районе Веллингтона, в зоне распространения кремнисто-граувакковых пород альпийской фациальной зоны мощность земной коры достигает 18 км, при этом отсутствует слой с сейсмическими сткоростями, близкими к скоростям гранитно-метаморфического слоя.

М. С. Марков и др. (1967) приходят к очень близким выводам при анализе строения земной коры в районах о. Сахалин и Хоккайдо (они выделяют этот район вместе с западной Камчаткой). Эти исследователи подчеркивают, что для региона Хоккайдо — западная Камчатка характерна земная кора переходного типа, мощность которой около 24 км. Здесь повсеместно развит «гранитно-метаморфический» слой, а мощность «базальтового» слоя изменяется на коротких расстояниях. «По характеру сейсмического разреза земная кора этого подтипа сходна с корой районов островных дуг и глубоководных желобов, отличаясь от них в то же время почти горизонтальным залеганием поверхности Мохорвичича и несколько более высокими скоростями в перекрывающих «базальтовый» слой плотных породах» (Марков и др. 1967, стр. 200).

Итак, геофизические данные свидетельствуют об отсутствии в пределах талассогеосинклиналей мощного гранитно-метаморфического слоя. Более того, во многих районах его, видимо, совсем нет.

2. Весьма интересен формационный разрез талассогеосинклиналей. В Калифорнии и Новой Зеландии отсутствуют в разрезе этих зон какие-бы то ни было другие отложения, за исключением кремнисто-граувакковых толщ. В первом из этих районов нижние горизонты разреза датируются как верхнеюрские, а во втором как пермско-каменноугольные. Э. Бейли и другие высказали предположение что породы францисканской формации Калифорнии залегают непосредственно на «базальтовом» слое. Однако на о. Сахалин имеются выходы более древних образований, представленные двумя литологическими комплексами. Нижний сложен тонкополосчатыми радиоларитами и яшмами, среди которых имеются прослои спилитов и их туфов, а верхний — спилитовыми лавами, чередующимися с прослоями глинистых сланцев и яшм.

По своему характеру первая из этих формаций очень близка к радиолариевым и диатомовым кремнистым илам, которые перекрывают базальты океанического дна в ряде современных океанических желобов и глубоководных впадин. Так Т. Ван-Эндел (van Andel, 1964) и С. Калверт (Calvert, 1966) отмечают наличие тонкополосчатых кремнистых илов в наиболее глубоководных частях трога Калифорнийского залива. Такие же породы были описаны и в северо-западной части Тихого океана. Возраст кремнистых толщ талассогеосинклиналей определяется как среднепалеозойский, т. е. они являются наиболее древними отложениями в геосинклиналях данного типа, залегающих, по-видимому, на базальтовом слое (рис. 3).

Наиболее широким развитием в пределах талассогеосинклиналей пользуется кремнисто-граувакковая толща, которая была установлена всюду. Эта толща наиболее детально была изучена в Береговых хребтах Калифорнии, где получила название францисканской формации. В связи с тем, что в других регионах для целей геологического картирования в этой литологически единой толще, базируясь на степени метаморфизма и одиночных скаменелостях, условно выделяют местные свиты, автор предлагает применять для нее название «францисканская формация» для всех районов Тихоокеанского кольца. Седиментация толщ происходила в пределах талассогеосинклиналей на протяжении длительного отрезка геологического времени. Наиболее древние породы формации датируются во всех районах, за исключением Калифорнии, пермским, или,

возможно, каменноугольным временем (безусловно, нельзя считать, что начало осадконакопления граувакковых толщ в талассогеосинклиналях Тихоокеанского кольца началось повсеместно в одно и то же геологическое время). Верхняя граница францисканской формации почти всюду расположена на одном стратиграфическом уровне: конец аптского — начало альбского века. Только в Калифорнии ее формирование продолжалось до конца турона. За этот отрезок времени (от перми до верхнего

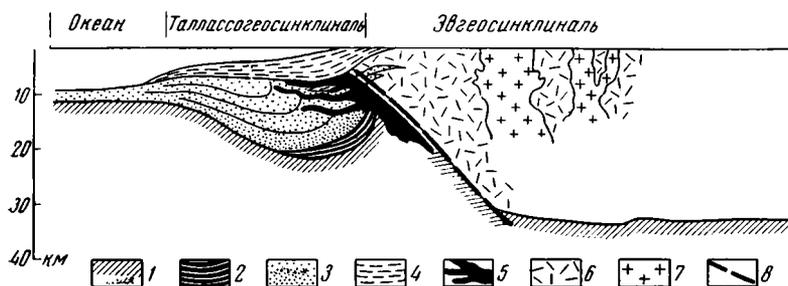


Рис. 3. Схема строения талассогеосинклинальных прогибов:

1 — «базальтовый» слой; 2 — кремнисто-вулканогенная формация; 3 — граувакки францисканской формации; 4 — флишевая формация; 5 — ультрабазиты; 6 — метаморфический слой и мелководные отложения; 7 — граниты; 8 — тектонический шов

мела) произошло, по-видимому, частичное заполнение желобов и накопилась однородная толща осадков, мощность которой достигает 20—25 км. Наличие в отложениях данной формации глубоководной фауны и радиолярий, следов турбулентных подводных течений и отсутствие среди них каких бы то ни было мелководных осадков, свидетельствуют, по мнению Э. Бейли и других исследователей, что седиментация этих толщ происходила неизменно на больших глубинах (не менее 2 км). Чем же можно объяснить такую почти одновременную смену глубоководных толщ флишевыми или флишеоидными образованиями верхнего мела? При этом следует иметь в виду также и то, что тектоническая история сопредельных районов была весьма различной (так, эпоха завершающей складчатости в эвгеосинклиналях Сихотэ-Алиня и востока Корякского нагорья падает на начало верхнего мела, в зоне Хоканое в Новой Зеландии — на начало триаса, а в области Большой Долины Калифорнии геосинклинальные процессы осадконакопления заканчивались лишь в конце неогена). По-видимому, объяснение этому явлению надо искать не в одновременных орогенических процессах в областях континентов, а в погружении центральной части Тихоокеанской впадины, а возможно, также и других океанов, которое привело к относительной регрессии в береговых зонах. В связи с этим следует упомянуть обширную область в центральной части Тихого океана, названную Г. Менардом (1966) поднятием Дарвина. В пределах последней на глубинах до 3 км были обнаружены гайоты, вершины которых сложены кораллами альбского возраста. Уже после этого времени, начиная с периода образования верхнемеловых флишевых толщ, процессы осадконакопления в пределах талассогеосинклиналей мало чем отличались от характера седиментации в сопредельных эвгеосинклиналях.

3. Третьей весьма важной и интересной особенностью талассогеосинклиналей является характер магматических проявлений и тип метаморфизма пород, развитых в их пределах.

Среди магматических пород в пределах талассогеосинклиналей, как уже указывалось выше, наиболее широким развитием пользуются интрузии ультраосновного состава, которые вдоль границы между талассогеосинклиналями и эвгеосинклиналями образуют крупные пояса протяжен-

ностью несколько сотен километров. Крупные тела ультраосновных пород в центральных частях сложены перидотитами и дунитами, а небольшие по своим размерам — серпентинитами. Серпентинизированные гипербазиты обычно встречаются в основании надвиговых чешуй. В целом интрузии ультраосновного состава представляют около 95% всех магматических образований. Значительно реже среди изверженных пород талассогеосинклиналей встречаются габбро, диориты и диабазы, а также гранитоиды.

В отличие от талассогеосинклиналей, в эвгеосинклинальных поясах гранитные батолиты образуют около 80% всех магматических пород, а в таких областях, как Сьерра-Невада или западное побережье Новой Зеландии занимают около половины их площади.

Резко отличается и характер метаморфизма в эвгеосинклиналях и талассогеосинклиналях. А. Миасиро (Miashiro, 1961) отметил, что в пределах восточного Хоккайдо как и других областей Тихоокеанского кольца, где расположены талассогеосинклинали, прослеживается пояс глаукофанового метаморфизма, который сформировался в условиях низких температур и высоких давлений. Е. Г. Эрнст (Ernst, 1965) убедительно доказал что глаукофановые сланцы францисканской формации Береговых хребтов Калифорнии образовались при температурах около 200—400° под давлением 7—8 *кбар*. Вероятно, в таких же условиях образовались метаморфические породы Сахалина и востока Корякского нагорья (Марков, 1968). Подобные градиенты температур и давлений характерны для осевых частей океанических желобов (Fischer, Hess, 1963).

В эвгеосинклинальных поясах широким развитием пользуются метаморфические породы, образовавшиеся в условиях высоких температур и низких давлений.

4. Таким образом, по строению земной коры, формационному составу, магматизму и метаморфизму талассогеосинклинали существенно отличаются от эвгеосинклиналей континентов. Они представляют собой тип геосинклиналей, который заложен на симатической коре и может быть сравнен с современными океаническими желобами Тихого океана, например Тонга-Керамадек или Курило-Камчатским. Образование сиалической коры в их пределах, по-видимому, шло иными путями, по сравнению с вулканическими дугами. Без сомнения, детальный анализ талассогеосинклиналей в ближайшем будущем позволит получить новые данные по истории тектонического развития областей, расположенных в зоне сочленения континентов и Тихого океана.

Литература

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XI (6), 1965.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Сер. геол., т. 38, № 3, 1963.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.
- Богданов Н. А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 2, 1966.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 181, Изд-во «Наука», 1967.
- Вуд Б., Гриндли Д., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. (Перев. с англ.), М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. В кн. «Кайнозойские складчатые зоны периферии Тихого океана». Тр. Геолог. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Егназаров Б. Х. и др. Геология Корякского нагорья. Госгеолтехиздат, 1963.
- Егназаров Б. Х. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 148, Л., 1965.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. (Перев. с англ.), Изд-во иностр. лит., 1955.

- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 104, сер. геол. (№ 34). Изд-во АН СССР, 1949.
- Лоувелл Д. Д. Край ордовикской миогеосинклинали в центральной Неваде. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1, Изд-во иностр. лит., 1963.
- Марков М. С. К проблеме формирования гранитного слоя островных дуг. Доклады сов геол. на XXIII сес. Международн. геол. конгр. Сб. «Вулканизмы и тектоника», Изд-во «Наука», 1968.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168. Изд-во «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н. Складчатая система невадид южных Кордильер. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 180, Изд-во «Наука», 1967.
- Менард Г. Геология Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты тектонического развития Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника № 6, 1965.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 146, Гостоптехиздат, 1960.
- Русаков И. М., Трухалев А. И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение. Докл. АН СССР, т. 145, № 12, 1962.
- Русаков И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии. Уч. зап. Регион. геология. Тр. ин-та геол. Арктики, вып. 3, 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. геол. ин-та АН СССР, Изд-во «Наука», вып. 91, 1963.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. труды, Изд-во «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. О геологических формациях. Избр. труды, т. III, Изд-во «Наука», 1965.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. 1940. Избр. труды, Изд-во «Мир», 1964.
- Allison E. C. Geology of areas bordering gulf of California. «Marine geology of the gulf of California». Amer. Assoc. Petrol. geologist, Memoir., v. 3, 1954.
- Andel van, Tj. H. Recent marine sediments of gulf of California. «Marine geology of the gulf of California». Amer. Assoc. Petrol. geol. Memoir., v. 3, 1964.
- Baily E., Irwin W., Jones D. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California. Calif. Div. Min. geol., No. 1183, 1964.
- Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W. The geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon Press, London, 1968.
- Burk C. Geology of the Alaska peninsula-island arc and continental margin. Geol. Soc. Amer. Mem. 99, 1965.
- Calvert S. E. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the gulf of California. Bull. geol. Soc. America, 77, No. 6, 1966.
- Cameron J. B. Earthquakes in the northern California coastal region, 2. Bull. Seismol. Soc. America, 51, 1961.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 17, 1959.
- Eaton J. P. Crustal structure from San Francisco, California to Eureka, Nevada, from seismic-refraction measurements. J. Geophys. Res., 68, 1963.
- Eiby G. The structure of New Zealand from seismic evidence. Geol. Rundschau, 47, 1958.
- Ernst W. G. Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks. Panoche Pass, California. Bull. Geol. Soc. America, v. 76, 1965.
- Fisher R. L., Hess H. H. Trenches. In: «The sea», v. 3, N. Y., Interscience Pub. 1963.
- Fleming C. A. New Zealand biogeography: a paleontologist's approach. Tuatara 10, 1962.
- Gervasio F. A study of the tectonic of the Philippine archipelago. The Philippine geol., v. XX, No. 2, 1966.
- Hamilton W., Myers B. Cenozoic tectonic of the Western United States. Rev. Geophys., v. 4, No. 4, 1966.
- Hasegawa K., Osanai H., Suzuki M., Matsushita K. Pre-Yezo group in the axial zone of Hokkaido. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, No. 113, 1961.
- Hutton C. O., Turner F. J. Metamorphic zones in Northwest Otago. Trans. Roy. Soc. N. Z. 65, 1936.
- Jones O. T. On the evolution of a geosyncline. Quart. J. Geol. Soc. London, 94, p. 2, 1938.

- Kay M., Crawford J. Paleozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosinclinal belt in thrust slices, central Nevada. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 75, p. 425—454, 1964.
- King Pl. B. The North American Cordillera. Canadian Institute Min. Metal., Special volume. No. 8, 1966.
- Lowson A. C. A contribution to the geology of the Coast Ranges. *Am. Geologist*, v. 15, 1895₁.
- Lowson A. C. Sketch of geology of the San Francisco peninsula, California. U. S. Geol. Surv. Ann. Rept. 15, 1895₂.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrology*, v. 2, 1961.
- Osanai H., Mitani K., Ishijawa Sh., Matsushita K. Explanatory text of the Geological map of Japan, sc. 1:50 000. Nakatonbetsu (Asahigawa-21), Hokkaido, 1963.
- Page B. M. Geology of the Coast Ranges of California. In: «Geology of Northern California», Calif. Div. Min. Geol. Bull. 190, 1966.
- Roberts R. J. a. oth. Pennsylvanian and Permian basins in Northwestern Utah, northeastern Nevada and south-central Idaho. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 49, No. 14, 1965.
- Turner F. J. The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland. *Trans. and Proc. N. Z. Inst.*, 63, pt 3, 1933.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Статья поступила
12 июня 1968 г.

УДК 551.240 (237.13+237.14)

Э. Г. БЕЙЛИ, М. К. БЛЕЙК

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ КАЛИФОРНИИ
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ¹****Статья 1**

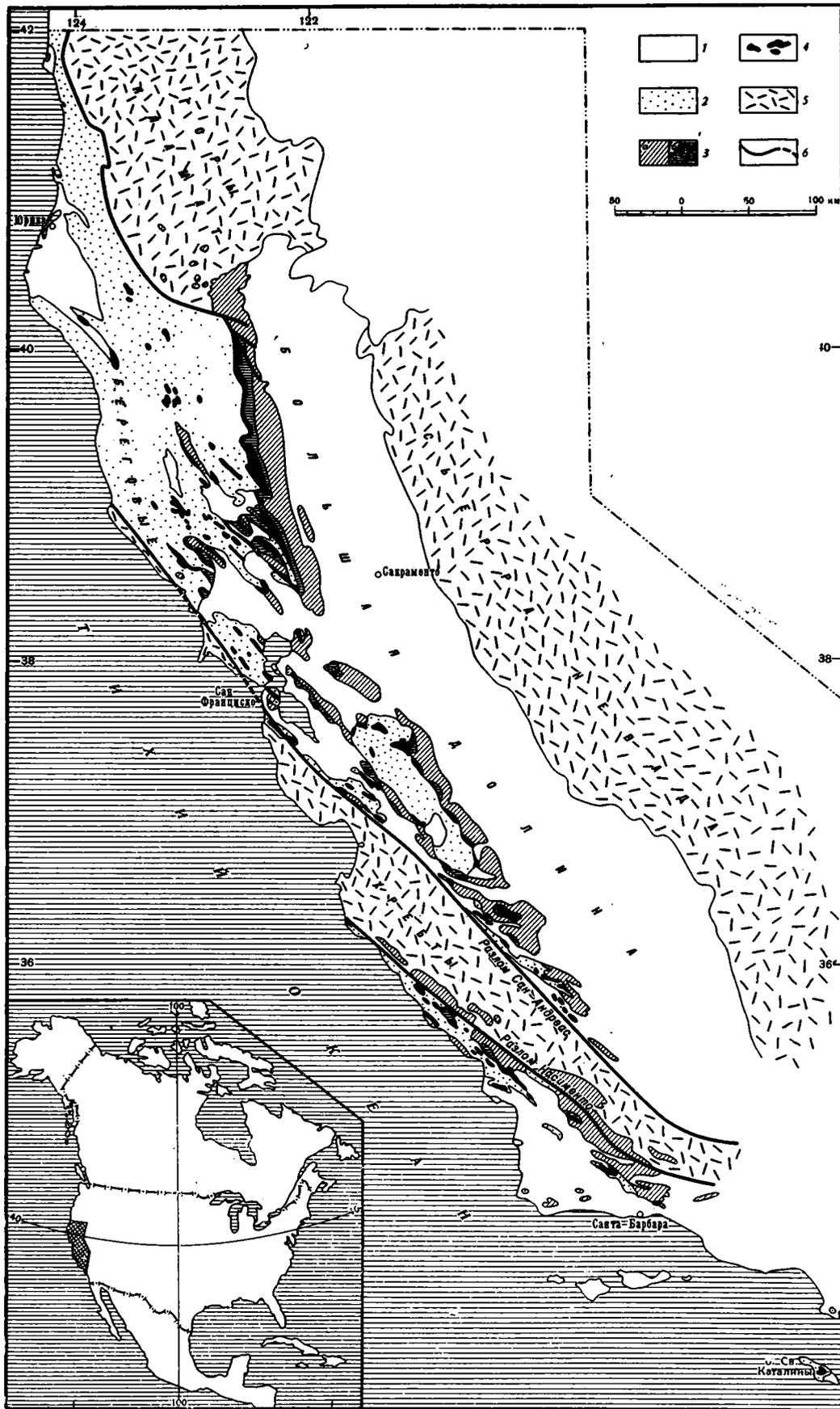
Береговые хребты Калифорнии и сопредельная Большая Долина сложены двумя различными по своему составу литологическими комплексами верхнеюрского — верхнемелового возраста, мощность которых достигает 15 км. Западный — эвгеосинклиальный, представленный францисканской толщей, сложен граувакками, сланцами, основными эффузивами, кремнистыми образованиями, известняками и метаморфическими породами фации глаукофановых сланцев.

Этот комплекс настолько сложно дислоцирован, что до сих пор не удалось провести его стратиграфическое расчленение. Восточный комплекс представлен толщей Большой Долины, сложенной в основном граувакками и глинистыми сланцами; эти породы смяты в пологие складки, которые лишь местами круто наклонены. Хотя основание эвгеосинклиального комплекса не известно, предполагается, что францисканские образования непосредственно залегают на океанической коре. На западе разрез Большой Долины, возможно, также залегает на симатической коре, потому что в его нижней части основные эффузивы переслаиваются с серпентинитами, но на востоке породы этой толщи перекраивают кору континентального типа, и основанием его служат породы, обнажающиеся в горах Клатат и Сьерре-Неваде. Отложения этих двух фаций накапливались в двух различных прогибах, разделявшихся подводным хребтом меридионального простираения. В настоящее время эти два комплекса встречаются вместе в пределах Береговых хребтов Калифорнии. Комплекс Большой Долины надвинут на францисканский и отделяется от него плоскостями надвигов. В большинстве мест вдоль надвигов в основании комплекса Большой Долины прослеживаются серпентиниты. Под надвигами францисканский комплекс метаморфизирован в обратной последовательности, которая выражается наличием под плоскостями разломов наиболее высоксометаморфизованных лавсонитсодержащих голубых кристаллических сланцев. При удалении от последних последние сменяются менее метаморфизованными сланцами с пумпеллитом. Положение разреза Большой Долины на францисканском комплексе позволяет предполагать, что в результате растяжения океанического дна произошло подвигание францисканских толщ под континентальные. Этот процесс был одновременен с седиментацией и начался в конце юры, продолжаясь вплоть до позднего мела. Субсеквентные деформации образовались в результате вертикальных тектонических движений и горизонтальных перемещений вдоль крутых сдвигов.

ВВЕДЕНИЕ

В течение невадийской складчатости, которая датируется как верхнеюрская (киммериджская), районы современной центральной западной Калифорнии представляли собой океаническое дно, покрытое маломощным осадочным чехлом. В конце юрского и в течение большей части мелового времени эта область была разделена подводным меридиональным хребтом на два прогиба, в которых происходило накопление толщ осадков общей мощностью более 10 000 м. В прогибе, расположенном на западе, процессы седиментации сопровождались спорадическим подвод-

¹ Печатается по представлению директора Геологической службы США. Перевод с английского Н. А. Богданова.



ным вулканизмом, и здесь происходило формирование осадочно-вулканической толщи, в настоящее время широко известной под названием эвгеосинклинального францисканского комплекса. В восточном прогибе происходило интенсивное накопление различных по составу песчано-глинистых осадков разреза Большой Долины, который описывали Бейли и др. (Bailey a. oth., 1964) как миогеосинклинальный, а Ирвин (Irwin, 1964) как фации шельфа и континентального склона. В настоящее время установлено, что в нижней части этого разреза, в районах, расположенных к западу от оси Большой Долины, имеются прослои основных эффузивов, которые перекрывают серпентиниты. Эти данные позволяют предполагать, что западная часть восточного прогиба также располагалась на коре океанического типа.

Соотношение этих двух толщ как возрастное, так и тектоническое долгое время оставалось неясным и дискуссионным. Современные данные указывают на то, что их формирование происходило одновременно и что разрез Большой Долины залегаёт на францисканской толще и отделяется от нее поверхностями надвигов. Серпентиниты локально приурочены к зонам надвигов, и в связи с этим были высказаны две различные точки зрения об их происхождении. Согласно первой из них серпентиниты первоначально присутствовали в основании разреза Большой Долины, по второй — их внедрение происходило вдоль зоны разлома (Brown, 1964; Irwin, 1964). Вдоль надвигов и в зонах, сопредельных с надвигами, широким развитием пользуются метаморфические породы, в основном в фациях глаукофановых кристаллических сланцев, которые характерны для автохтона. Нельзя согласиться с идеей перемещения покровов с востока на запад, так как к востоку от надвиговых чешуй в Сьерре-Неваде в горах Кламат нигде не были установлены районы, откуда произошло смещение пород разреза Большой Долины. Исходя из этого, образование надвигов скорее всего связано с расширением океанического дна и подкоровыми потоками (Dietz, 1961, Hess, 1962).

Поддвиг западных областей под восточные, вероятно, начался одновременно с общим опусканием и продолжался до позднемелового времени. Такое смещение, по-видимому, было вызвано подкоровым потоком, перемещавшимся по направлению на восток или север-восток. Движение потока, вероятно, закончилось и сразу же сменилось другими тектоническими силами, приведшими к образованию крупной трещины в верхней части коры, известной под названием разлома Сан-Андреас. Время заложения этого разрыва точно не установлено; Хилл и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) предположили, что начальные перемещения вдоль разлома Сан-Андреас произошли в конце верхнемеловой эпохи, а Уэнтворт (Wentworth, 1968) на основании новых детальных исследований уточнил — они начались в кампан-маастрихтское время. Другие сдвиги того же простирания, такие как Насименто, Хайворд и Клаверас, по-видимому, заложены одновременно с разломом Сан-Андреас. Непрерывные или импульсные сдвиговые и вертикальные смещения по данным разломам привели к образованию в прибрежном районе трех отдельных призм и сильно изменили общую структурную картину, которая была сразу после образования покровов. Несомненно, эти более поздние по времени тектонические движения играли огромную роль в образовании современной тектонической структуры, приведенной на рисунке, однако в предлагаемой работе они не подвергнутся сколько-нибудь детальному анализу.

Схема распространения пород францисканского комплекса, разреза Большой Долины и ультрабазитов в западной Калифорнии

1 — послефранцисканские образования. Верхняя юра — нижний мел; 2 — эвгеосинклинальный францисканский комплекс; 3 — разрез Большой Долины; а — меловые отложения, б — юрские отложения; 4 — ультрабазиты, главным образом серпентиниты. 5 — дофранцисканские образования, включая меловые гранитоиды, которые их прорывают (кайнозойские отложения местами не выделены); 6 — разломы (сдвиги и взбросы)

Весьма подробные последние исследования о тектонических движениях вдоль разлома Сан-Андреас и других разломов были опубликованы в специальных монографиях под редакцией Бейли (Bailey, 1966) и Дикенсона и Грантца (Dickenson, Grantz, 1968).

В настоящей статье дается общий анализ лотологического и структурного строения упомянутых выше двух мощных сопредельных фашиальных комплексов позднемезозойского возраста. Во второй части работы¹ мы рассмотрим соотношение ультраосновных и метаморфических пород (в связи с тем, что в современной структуре они пространственно взаимосвязаны). И в заключение мы остановимся на истории тектонического развития в конце мезозоя калифорнийского сегмента Тихоокеанского пояса.

ФРАНЦИСКАНСКИЙ КОМПЛЕКС²

Эвгеосинклиальный комплекс неоднородного состава, формировавшийся в течение позднемезозойского времени в пределах западной Калифорнии, долгое время именовался «францисканской толщей» главным образом потому, что он идентичен по составу францисканской свиты района Сан-Франциско. Основную роль в его составе играют граувакки, которые переслаиваются с отдельными прослоями и пачками сланцев, основных эффузивов, кремнистых пород и реже известняков. Эти породы местами метаморфизованы до фаций цеолитовых, глаукофановых сланцев и экологитов. В области развития эвгеосинклиального комплекса широким распространением пользуются ультраосновные породы, в основном серпентиниты, которые обычно прорывают его или прослеживаются вдоль зон разломов, но на геологических картах они выделяются отдельно от францисканских образований.

Возраст отложений францисканского комплекса по редким находкам окаменелостей датируется как верхнеюрский (титонский) — верхнемеловой (возможно, включая кампанский ярус). Реконструкции геологической истории указывают на то, что он, по-видимому, формировался в посленевадийскую (киммеридж) эпоху. Сопредельные с францисканским комплексом докиммериджские (доневадийские) образования в пределах гор Кламат и Сьерры-Невады прорваны крупными по своим размерам массивами гранитоидов и изменены до зеленокаменных сланцев и более глубоко метаморфизованных высокотемпературных пород. В отличие от них в пределах гранитоидов и типичны глаукофановые фации метаморфизма, образовавшиеся в условиях высоких давлений и низких температур.

Мощность францисканского комплекса не может быть установлена обычными методами, так как его образования очень сложно дислоцированы, плохо обнажены и не содержат маркирующих слоев или пачек, которые могли бы служить основой для корреляции разрозненных разрезов. Однако, учитывая, что отдельные части толщи содержат фауну разного возраста, мы можем приблизительно установить общую мощность комплекса, которая, вероятно, не менее 15 000 м.

Францисканский комплекс смят в сложные складки и осложнен многочисленными разломами, и поэтому практически нет обнажений, в которых не были бы видны отдельные элементы этих сложных структур. Однако изоклиальная складчатость, наблюдаемая при картировании всех литологических разностей как эффузивных и осадочных, так и метаморфических пород, позволяет проследить лишь направление общего запрокидывания складок и мелких структурных элементов. Большинство

¹ Вторая часть статьи Э. Бэйли и К. Блейка будет опубликована в следующем номере журнала «Геотектоника».

² Авторы выделяют геологические комплексы на основании тех же принципов, какими пользовался Н. С. Шатский при выделении тектонических формаций (примечание переводчика).

складок имеет северо-западное простирание, они подверглись сильному сжатию, в целом направленному перпендикулярно простиранию Большой Долины. Крутые разломы, как правило, параллельны простиранию складок и приурочены к их ядрам. Значительно реже наблюдаются изгибы осей складчатых форм. В отдельных местах вдоль крупных разломов прослеживаются зоны интенсивного дробления и милонитизации, максимальная ширина которых достигает 2 км. Эти зоны состоят из крупных блоков наиболее плотных пород францисканского комплекса, заключенных в милонитизированную основную массу, а также глыб метаморфических пород и рассланцованных серпентинитов. Так как подобные зоны встречаются очень широко, Ксю (Hsu, 1966) высказал предположение, что весь францисканский комплекс представляет собой аллохтон, переместившийся на запад со Сьерры-Невады.

Физические, минералогические и химические характеристики францисканского комплекса были подробно описаны ранее Бейли и др. (Bailey a. oth., 1964). Здесь мы кратко остановимся на тех основных особенностях его строения, которые необходимы для наилучшего понимания условий седиментации данных образований.

Осадочные породы составляют около 90% общего объема комплекса, и приблизительно 90% этих пород представлены среднезернистыми граувакками, содержащими подчиненные по мощности пачки сланцев и редкие прослой конгломератов. Граувакки неоднородно слоистые, и мощность отдельных прослоев изменяется от одного до десятков сантиметров, а местами и нескольких метров. В массивных граувакках направление падения пород устанавливается лишь по слюдястым минералам, линзочкам сланцев или тонким прослоям, обогащенным карбонатами. В слоистых пачках не устанавливается никаких следов ритмичного чередования. В некоторых обнажениях наблюдаются следы подводных течений и постепенного изменения мощности отдельных прослоев. Изучение направления следов течений (Soliman, 1965) свидетельствует, что перенос обломочного материала шел по направлению с севера на юг. В ряде обнажений в граувакках наблюдаются иероглифы, следы волновой ряби и косая слоистость, но скорее всего, что эти структуры имеют ограниченное распространение.

Граувакки имеют различный минералогический состав, цементом в них служит аркозовый полевошпатовый и вулканический материал. В породах встречаются угловатые, мономинеральные обломки чаще всего полевых шпатов (20—50%) и кварца (15—40%). Обычно полевые шпаты представлены альбитом. В большинстве районов это единственный полевой шпат в граувакках, но в поясе, прослеживаемом вдоль побережья северной Калифорнии, граувакки содержат также обломки калиевых шпатов, которые кое-где составляют 15% общего объема этих пород. Обломки пород, которые иногда слагают более половины общего объема граувакк, представлены главным образом эффузивами и яшмами, реже среди них встречаются глинистые и кварцево-серпентитовые сланцы. Величина зерен в граувакках иногда уменьшается до таких размеров, когда нельзя различить по размеру обломочный материал и цемент, но чаще всего последний составляет около 10% общего объема и представлен глинистым веществом, обычно хлоритизированным. Обычен следующий химический состав граувакк: SiO_2 —58—72%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 1$ и $(\text{H}_2\text{O}^+) > 2\%$. Текстурные особенности граувакк указывают на то, что плохо отсортированный материал, переносился и отлагался турбидитными течениями или подводными мутьевыми потоками. Минералогический и химический состав пород свидетельствует об отсутствии в первичных источниках обломочного материала (как осадочных, так и вулканических) калиевых полевых шпатов и о том, что бассейн седиментации граувакк был на достаточном удалении от области распространения гнейсов и гранитов, богатых калиевыми шпатами. Эти два предположения практически не учитывают роли выветривания.

Сланцы и алевролиты, переслаивающиеся с граувакками, представлены породами темно-серого или черного цвета и являются в принципе микрограувакками с небольшим количеством примесей глинистых минералов. Подобно грауваккам они содержат K_2O/Na_2O около 1% и Fe_2O_3/FeO менее 1%. Сланцы содержат 60—67% SiO_2 , т. е. почти столько же, сколько францисканские граувакки, но значительно больше, чем обычные глины, в которых процент SiO_2 не превышает 58%.

Конгломераты широко распространены и обычно встречаются в виде тонких прослоев или линз и представляют лишь незначительную часть францисканского комплекса. Это главным образом внутрiformационные образования, и лишь в отдельных прослоях встречаются, возможно, гальки экзотических пород.

Известняки слагают лишь незначительную часть францисканского комплекса. В них была собрана значительная часть фауны среднего мела. Пестроокрашенные окислами железа розовые известняки в виде небольших по размерам линз залегают на основных эффузивах и главным образом образуют подушечные лавы. Это хомогенные породы, формировавшиеся в глубоководных условиях во время вулканических извержений в результате нагрева и концентрации карбонатов. В последние годы при изучении известняков под электронным микроскопом было установлено, что они состоят главным образом из коколитов (Garrison, Bailey, 1967). Белые известняки кое-где слагают более мощные прослои и линзы, но также ассоциируются с эффузивами. В отдельных районах они содержат комочки, оолиты, одиночные кораллы и органогенный детритус, что позволяет предполагать относительно мелководные условия их сидементации.

Основные вулканические породы, повсеместно подвергшиеся метаморфизму и поэтому выделяющиеся калифорнийскими геологами как «зеленокаменные образования», составляют около 10% общего объема комплекса. Они представлены подушечными лавами, туфами или вулканическими брекчиями, которые формировались в процессе подводных излияний. Отдельные массивные разности зеленокаменных пород, по-видимому, являются интрузиями. Эффузивы не имеют тесных пространственных связей с ультраосновными породами или серпентинитами, хотя последние пользуются широким распространением в области развития францисканского комплекса. Мощность вулканогенных пород, образовавшихся в результате подводных извержений, изменяется от одного до 1500 м, причем наиболее крупные вулканические тела прослеживаются по простиранию на 30 км. Эти мощные пачки эффузивов сопоставимы по своим размерам с вулканическими образованиями гайотов Тихого океана. Большинство лав по своему химическому составу сходны с толеитовыми базальтами и только отдельные их разности обогащены щелочами. Главными минералами в них являются плагиоклаз и авгит, реже встречается оливин. Многие прослои подушечных лав подверглись процессу пумпеллитизации. Вмещающее основное вулканическое стекло имеет сходный химический состав. Плагиоклазы изменяются от битовнитов до альбитов, и авгиты — от авгитов до субщелочного авгита, пижонита или титанавгита. Подушечные лавы содержат нестандартное количество связанной воды, которое обуславливает изменение химического состава в краевых, центральных и стекловатах разностях базальтов. Это, вероятно, зависит от реакций, происходивших между лавами и морской водой во время извержений. Каждая подушечная отдельность подверглась кристаллизации обособленно одна от другой и количество неизменного стекла в них колеблется почти от 0 до 50%. Сравнительный анализ центральных частей потоков (он, вероятно, ближе всего по составу в первичной магме) и внешних оболочек и основной массы свидетельствует о том, что последние в значительной степени теряют кремнекислоту, алюминий, карбонаты и щелочи и в меньшей степени железо, в то время как процентное содержание магния не меняется. По-

душечные структуры в лавах указывают на то, что на дне океана происходили излияния типа, лавовых потоков и их форма была обусловлена быстрой кристаллизацией поверхности крупных порций магмы, которые, сменяя одна другую, поступали из магматического очага. После излияния на дно моря происходило повторное нагревание, охлаждавшаяся до этого стекловатой массы на поверхности потока, вызванное последующим перераспределением тепла внутри лавового потока. Эти процессы привели к перекристаллизации поверхностной стекловатой корки лавы, росту кристаллов альбита, авгита и пумпеллита и образованию вариолитовой или перлитовой текстур. Такой процесс роста плагиоклаза при низких или повышающихся температурах в породах базальтового состава приводит к образованию не только вариолитовых структур, но также и кристаллизации альбита, а не известковистых плагиоклазов, как этого бы следовало ожидать.

Красные или местами зеленые кремнистые породы, ритмично чередующиеся с глинистыми сланцами, слагают незначительную часть Францисканского комплекса, но их наличие играет важную роль для расшифровки условий седиментации. Линзы кремнистых сланцев чаще всего не превышают по мощности 20 м и прослеживаются по простиранию на несколько сот метров. В связи с тем, что эти линзы почти повсеместно перекрывают подушечные лавы, можно полагать, что они образовались хемогенным путем в результате реакций между раскаленной лавой и водой и их формирование происходило в условиях постоянных гидростатических давлений, подобных тем, которые устанавливаются в глубоководных частях океана (Moore, 1965).

Линзы кремнистых пород состоят из отдельных прослоев мощностью 3—10 см, разделенных миллиметровыми примазками глинистых сланцев. Впервые особенности строения этих толщ были описаны Дэвисом (Davis, 1918), и в последующем Бэйли и др. (Bailey a. oth., 1964), которые высказали предположение, что слоистость представляет собой результат диффузионной сегрегации минералов, а не седиментационных ритмов. Кремнистые породы состоят на 93—97% из SiO_2 и незначительных примесей окисей алюминия и железа, присутствующих в виде гнездообразных включений, подобно линзочкам глинистых сланцев. Обычные зерна отсутствуют как в кремнистых, так и в сланцевых прослоях, исключая, по-видимому, лишь отдельные горизонты с включениями вулканического стекла. Сланцы, контактирующие с прослоями кремнистых образований, отличаются по своему химическому составу от обычных черных сланцев граувакковой толщи Францисканского комплекса. Например, в них соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ около 10:1, значительно больше железа и увеличивается соотношение $\text{F}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Они заметно отличаются и от глубоководной «красной глины», в которой соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ много больше. Несмотря на то, что кремнистые породы содержат радиолярии, они не представляют собой целиком радиоляриевый зоогеновый ил, так как хорошо сохранившиеся структуры радиолярий включены в раскристаллизованную массу, которая, по-видимому, образовалась не за счет частичного растворения радиоляриевых обломков.

Линзы кремнистых сланцев, состоящие из кремнезема, окислов алюминия и железа образовались во время подводных извержений благодаря реакции между магмой и морской водой. Растворение большого количества кремнезема в морской воде могло происходить при вулканических извержениях на значительных глубинах, так как подобная реакция возможна при температурах, близких к критическим, но без кипения воды. Так, при температуре около 350° , на глубинах, сопоставимых со средними глубинами Тихого океана, без кипения в морской воде может раствориться тысяча объемов кремнезема на миллион объема воды. Эти данные и химические анализы подушечных лав показывают, что могла происходить такая реакция между горячей базальтовой магмой и

водой и сопровождается обогащением последней кремнеземом. Во время подводных извержений вода, нагретая до высокой температуры и перенасыщенная кремнеземом, мигрировала от вулканического центра вдоль прогиба, охлаждалась, и происходило быстрое осаждение на дно моря кремнезема. Последний был в виде полимерной массы или геля, особенно если содержал окислы алюминия и железа и осаждался на морское дно в виде чистого кремнистого ила. В дальнейшем в результате диффузии и кристаллизации произошло образование слоистых пачек. Подобные слои, хотя, конечно, в значительно меньших размерах, в экспериментальных условиях были получены Дэвисом (Davis, 1918), который использовал для опытов силикаты натрия и измельченные францисканские сланцы. Следовательно, осадконакопление францисканских кремнистых пород происходило одновременно с вулканическими извержениями в глубоководном океане. Однако в ряде мест известняки и ассоциирующиеся с ними породы, которые перекрывают прослой эффузивов, указывают, что отдельные подводные извержения были и в мелководных условиях.

Выше породы францисканского комплекса были описаны как не перенесшие изменений в результате метаморфизма, однако они почти повсеместно, по меньшей мере в слабой степени, метаморфизованы. Наиболее метаморфизованные разности этих пород представлены кристаллическими сланцами, глаукофановыми амфиболитами и эклогитами, имеющими более или менее зональное распространение. Большинство граувакк в поле и при изучении под лупой выглядят неметаморфизованными, но в шлифах в них легко устанавливается наличие новообразованных минералов. Цеолит имеется в полосе выходов пород комплекса, протягивающейся вдоль побережья в северной Калифорнии. Он был первым описанным метаморфическим минералом, так как пространственно связан с жилами сазаровидного лаумонтита, четко выделяющегося в черных граувакках. В последнее время Блейк и др. (Blake a. oth., 1967) провели специальное изучение шлифов граувакк со значительной части территории Береговых хребтов Калифорнии и обнаружили тонкие нитевидные кристаллы пумпеллинита в цементе пород или в полевых шпатах, образовавшихся в результате средней степени метаморфизма этих отложений. Небольшие по площади районы вдоль зоны надвигов подверглись сильным изменениям, и здесь распространены плейчатые сланцы, связанные переходами с фациями глаукофановых сланцев. В связи с тем, что распределение фаций метаморфических пород обусловлено структурой, мы остановимся более детально на этом вопросе в заключительной части данной статьи.

РАЗРЕЗ БОЛЬШОЙ ДОЛИНЫ

Разрезом Большой Долины называют мощную толщу, главным образом миогеосинклинальных осадочных пород, одновозрастных с францисканским комплексом, которые выполняют глубокий прогиб, располагавшийся к востоку у подножий Сьерры-Невады. В эпоху седиментации этот прогиб располагался вдоль края континента, примыкая с одной стороны к воздымавшейся области Сьерры-Невады, откуда и поступала основная часть обломочного материала, а с другой — его обрамляло океаническое поднятие, разделяющее данный район и более западный францисканский трог. Восточная часть прогиба подстилалась корой континентального типа, а западная окраина — океанической корой. Часть осадков этого прогиба в кайнозой была переотложена и выполняет крупную синклиналь в Большой Долине¹, откуда и произошло данное назва-

¹ Имеется в виду крупная кайнозойская впадина меридионального направления, прослеживающаяся вдоль долины р. Сакраменто (примечание переводчика).

Сравнение францисканского комплекса и разреза Большой Долины

Геологические характеристики	Францисканский комплекс, эвгеосинклиналь	Разрез Большой Долины, мيوгеосинклиналь
Литология Песчаники	Граувакки, состоящие в основном из обломков полевых шпатов и вулканических пород. Преобладает хлоритовый цемент. Калиевый полевой шпат отсутствует, за исключение немодерного горизонта в прибрежном районе	Граувакки как полевошпатовые, так и вулканогенно-обломочные преобладают только в нижних 2/3 разреза, аркозовые песчаники — в верхней 1/3. Хлоритовый, глинистый и, местами, известковый цемент. Количество калиевого полевого шпата увеличивается от незначительного в юрских породах до 10% и более в позднемерзлых
Сланцы	В основном это тонкозернистые микрограувакки. Очень редко встречаются преимущественно глинистые разновидности	Преобладают в местах слогают более половины всего разреза. Сланцы и алевролиты состоят преимущественно из минералов глин
Конгломераты	Редки, слагают небольшие линзы	Обычно присутствуют и иногда образуют мощные линзы
Вулканические и кремнистые породы Известняки	Встречаются в большинстве разрезов Ассоциируются с вулканическими породами	Отсутствуют за исключением низов толщи Конкреции и толстые линзы карбонатов чередуются со сланцами. Нет известняков в пачках эффузивов
Метаморфические породы Серпентиниты	Глаукофановые сланцы, жадеитовые граувакки и другие разновидности Повсеместно интрузии; осадочные серпентиниты не известны	Иногда цеолиты встречаются в самых низах разреза Многочисленные в основании разреза; осадочные серпентиниты встречаются в юрских и нижнемерзлых породах
Мощность	15 000 м	15 000 м
Осадочные структуры Слоистость	Сильно варьирует; мощность слоев изменяется от долей см до нескольких десятков м	Преобладает тонкая слоистость, обычно ритмичное чередование песчаников и сланцев, среди которых присутствуют линзы массивных песчаников. Слои прослеживаются на большое расстояние. Местами встречаются дайки песчаников
Следы течений	В большинстве районов не известны; устанавливаются лишь в отдельных обнажениях	Следы потоков и трещин, заполненных песком, известны в верхах разреза. Отпечатки волновой ряби встречаются редко
Оползневые структуры	Не известны	Часть следы подводных оползней, нарушающие первичную слоистость
Следы турбидитных течений	Ритмичная слоистость известна лишь локально; структуры подошвы слоя редки	В долине Сакраменто ритмичная слоистость и иероглифы встречаются повсеместно
Фауна	Макрофауна встречается редко; микрофауна обычна в яшмах и известняках, реже — в граувакках. Следы органики и ее продукты практически не известны.	Микрофауна местами многочисленна; микрофауна обычна в меловых отложениях; следы жизнедеятельности организмов встречаются повсеместно.
Деформации	Складчатость компактная, запрокинутые и переворотные складки; детальное строение складчатой структуры не известно	Складчатость умеренная и пологая; небольшие смещения по разломам, складки открытые
Условия осадконакопления	Морские, по-видимому, глубоководные и преимущественно батинальные; осадки переносились турбидитными и флюксотурбидитными течениями. Некоторые линзы известняков отлагались в мелководье, вероятно, на вершинах подводных гор	Морские, мелководные в восточной части долины Сакраменто—Сан-Хуан, сменяющиеся глубоководными в западной части, особенно в верхах разреза, не содержащих раковин <i>Vischia</i> . Перенос материала на востоке происходил донными потоками, а на западе частично турбидитными течениями

ние толщи, которая, возможно, прекрывает только восточную часть мезозойского прогиба.

Породы разреза Большой Долины отличны от образований францисканского комплекса. В общем схематизированном виде это показано на таблице. В разрезе Большой Долины, в отличие от более западных районов, каждый отдельный горизонт песчаников и глинистых сланцев прослеживается на значительные расстояния; породы смяты в широкие, симметричные складки, меридиальные простирания характерны для мелкой складчатости, трещиноватости и разломов. Нижняя часть разреза мощностью до 5000 м, содержащая фауну верхов юры, сложена черными алевролитами, тонкослойными песчаниками, которые включают многочисленные обломки базальтов (Brown, 1964), гравелитами, алевролитами и редкими прослоями конгломератов. Местами в самом основании верхнеюрского горизонта на серпентинитах залегают базальты с подушечной отдельностью, переслаивающиеся с базальтовыми брекчиями и отдельными прослоями кремнистых пород. По своему строению

эта часть разреза похожа на францисканский комплекс и отличается от него лишь большим количеством глинистых прослоев и наличием многочисленных окаменелостей. Верхняя часть разреза Большой Долины образована чередующимися известковистыми алевролитами или тонкозернистыми песчаниками, мощность отдельных прослоев которых меняется от 3 до 10 см, и по многим признакам может быть названа «флишем». В этой верхней, послеюрской толще были обнаружены органогенные прослои, состоящие в основном из обломков пелеципод *Vuchia riochii*; эти прослои формировались, несомненно, в мелководных условиях.

В северной Калифорнии отложения мела в разрезе Большой Долины согласно перекрывают юрские образования и в свою очередь так же согласно сменяются породами третичного возраста. Во всей толще не устанавливаются сколько-нибудь заметные стратиграфические перерывы. Однако в этом разрезе не были установлены фаунистически охарактеризованные пограничные слои юры и мела (может быть, на этот период падает перерыв в осадконакоплении или породы этого возраста были размыты), но нигде на этом стратиграфическом уровне не имеется следов несогласия. Меловые отложения представлены однообразной толщей осадочных пород, общая мощность которой более 10 000 м. В нижней части ее преобладают алевролиты, а в верхней — прослои массивных песчаников ритмично чередуются с алевролитами. Глинистые известняки в разрезе чередуются с алевролитами и слагают конкреции и тонкие линзы, а прослои массивных чистых карбонатных пород совсем неизвестны. Конгломераты чаще всего слагают мощные линзы и встречаются вверх по разрезу повсеместно. Меловая часть разреза в целом содержит лишь одиночные обломки фауны; в низах ее часто встречаются раковины *Vuchia*; в северной Калифорнии в среднемеловых отложениях были обнаружены аммониты, а в горизонтах верхнего мела встречаются толстостенные раковины пелеципод и редкие гастроподы.

Для песчаников мела весьма характерна ритмичная слоистость и иероглифы, указывающие на то, что эти пески отлагались турбидитными потоками. Указатели направления течения, такие как выемки и желоба, образованные временными потоками, и косая слоистость, встречающаяся в отдельных маломощных прослоях, которые были изучены в западной части разреза на севере Большой Долины, с удивительным постоянством свидетельствуют о том, что перенос материала происходил приблизительно в меридиональном направлении, с севера на юг. Такое направление течений было характерно для всего периода седиментации, за исключением туронского века, когда местами потоки устремлялись в противоположном направлении, с юга на север (Ojakangas, 1965). Эти данные наводят на мысль, что особенно выдержанные меридиональные течения были в центральных частях прогиба, постепенно заполнившегося отложениями разреза Большой Долины.

Специфические структуры были описаны в северной части Большой Долины. Здесь многочисленные почти вертикальные дайки песчаников пересекают фаунистически датированные отложения низов верхнего мела (Diller, 1890; Peterson, 1966). По-видимому, грунтовые воды, насыщенные песком вскоре после формирования толщи осадков, в эпоху, которая предшествовала их диагенезу, прорывали водоупор и выходили на поверхность морского дна.

Другой особенностью строения толщи являются мелкогалечные алевролиты и подводно-оползневые образования, встречающиеся в северной половине Большой Долины. Эти отложения были установлены в разных частях комплекса и наиболее широко представлены в разрезах верхней юры — у его подошвы (Crowell, 1957) и верхнего мела — приблизительно на границе сеномана и турона (Brown, Rich, 1960, 1967; Peterson, 1965).

В галечниковых и блоково-глыбовых образованиях отсутствует слоистость и обломки пород хаотически распространены внутри слоев, но их подошва и кровля относительно ровные. Мощность этих горизонтов меняется от 1 до 50 м, а самые крупные из них прослеживаются по простираанию почти на 2 км. Цемент, по составу песчано-глинистый и несортированный, образует от 50—80% общего объема пород. Он включает гальки, валуны и крупные глыбы, причем длина самых крупных из них превышает 5 м.

Наиболее древние межформационные мелкогалечные алевролиты, включающие хорошо окатанную гальку, за исключением состава цемента и отсутствия слоистости, не имеют ничего общего с конгломератами. Многие оползневые осадочные брекчии включают обломки и глыбы подстилающих их песчаников и сланцев. Одни обломки имеют форму угловатых блоков, другие — тонких длинных плит. Иногда в основании оползня можно видеть углубления и крупные промоины, из которых обломочный материал поступал в перекрывающие их отложения, но чаще всего эта часть разреза не была захвачена оползневыми процессами. Обломки в оползневых брекчиях лишь кое-где немного древнее самой брекчии, но чаще всего (что прекрасно видно на примере широко распространенных среднемерловых образований этого типа) они поступали из отложений, залегающих на 1—2 км ниже по разрезу, о чем свидетельствуют находки обломков известняков с альбской фауной в сеноманских породах. Среди блоков в оползнях встречаются крупные глыбы роговообманковых кварцевых диоритов, которые были снесены в прогиб с востока, из сопредельных районов Сьерры-Невады. Большинство же оползневых брекчий мела образовалось в подводных условиях, и поэтому в них нет пород, пользующихся широким развитием в восточных областях (Stowell, 1957). Хотя межформационные галечниковые алевролиты и подводно-оползневые отложения не указывают на перерывы в седиментации и изменениях конфигураций трога, наличие в них обломков пород, которые залегают по разрезу в нескольких тысячах метров, свидетельствует о высокой тектонической активности в окраинных частях прогиба в период осадконакопления.

Наиболее древние отложения разреза Большой Долины, по-видимому, формировались непосредственно на коре океанического типа. В процессе непрерывного накопления осадков более молодые образования, покрывая все большие и большие площади, залежали уже частично и на структурах коры континентального типа гор Клатмат и Сьерры-Невады. Наиболее древние образования разреза верхней юры (титонские) представлены внутриформационными брекчиями основных пород, подушечными лавами и кремнистыми сланцами, которые, скорее всего, постепенно сменяются сходными с ними по составу типичными алевролитами и граувакками (Taliaferro, 1943, стр. 196—212). Ниже по разрезу основных вулканических пород залегают крупный массив серпентинизированных перидотитов, который, возможно, прослеживается повсеместно вдоль западной половины зоны распространения фаций разреза Большой Долины. В тех районах, где хорошо видны переходы от серпентинизированных ультраосновных пород к подводным эффузивным покровам основного состава, а затем — к смешанному осадочно-вулканогенному разрезу, эта толща очень сходна с описанными в Турции и Европе офиолитами (Bailey, Mc Callien, 1953; Brunn, 1960; Gansser, 1959).

Серпентиниты основания во многих местах сейчас разделяют разрез Большой Долины и францисканского комплекса, залегая в основании покрова. Такое положение серпентинитов между двумя основными структурными зонами впервые описал Талиаферро (Taliaferro, 1943), а много позднее Ирвин (Irwin, 1964) установил тектоническую структуру данного пояса сочленения. Оба исследователя считали, что серпентиниты представляют собой интрузивное тело, внедрившееся вдоль крупного разло-

ма, а не основание, на котором формировался разрез Большой Долины. Однако геологическое картирование, несомненно, указывает на то, что серпентиниты залегают в процессе осадконакопления под разрезом Большой Долины. Например, на протяжении 150 км севернее района Сан-Франциско повсеместно серпентиниты залегают вдоль границы и ниже пород данного разреза; более того, в этом районе они контактируют с породами юрского возраста как горизонт, на котором происходило формирование последних. Несмотря на то что надвиг, разделяющий разрезы Большой Долины и францисканского комплекса, прослеживается еще севернее и далее по нему на францисканские породы надвинуты образования гор Кламат, здесь (в отличие от указанной выше 150 км полосы выхода серпентинитов, лежащей в основании разреза Большой Долины) вдоль него расположены лишь небольшие тела серпентинизированных пород (Irwin, 1964).

Вдоль разлома в некоторых районах серпентиниты в результате тектонических нагрузок начали перемещение и местами образовали «холодные интрузии». Но эти тела представляют собой как бы апофизы от единого тела, занимающего площадь более чем 200 км², которое первоначально, по-видимому, было основанием морского дна. Дитц (Dietz, 1963), первый предположил, что францисканский комплекс и древнейшие образования Большой Долины отлагались непосредственно на серпентинитах океанической коры, но все же не распознал тектоническое значение огромного пояса серпентинитов, разделяющего эти два крупных структурных элемента.

В течение позднемезозойского времени серпентиниты периодически обнажались на склоне прогиба и подвергались размыву, о чем свидетельствует наличие прослоев «осадочных серпентинитов», переслаивающихся с породами юры и нижнего мела. Эти необычные серпентинитовые слои состоят преимущественно из серпентинитового обломочного материала и местами содержат органические остатки. Они были описаны много лет назад, но никто не придавал им большого значения, считая, что это обычные послонные инъекции. Упоминания о таких прослоях серпентинитов можно найти в работах Талиаферро (Taliaferro, 1943, стр. 206—207), Бэйли и др. (Bailey a. oth., 1966, стр. 164), Лаутона (Lawton, 1956), Брюса (Brice, 1953, стр. 25) и Аверрита (Averitt, 1945, стр. 73).

Наиболее полно осадочные серпентиниты представлены в разрезах, расположенных около Уилба-Спринг приблизительно в 150 км севернее Сан-Франциско. Здесь обнажаются толщи самых верхов юры и нижнего мела общей мощностью около 4 км. Линзовидные прослои обломочного серпентинита разных размеров в разрезе переслаиваются с тонкослоистыми алевролитами и редкими горизонтами песчаников. Первоначально они были описаны как интрузивные силлы (возможно, отдельные ими и являются), хотя серпентиниты окрашены в светлые и сероватые тона. Детальное изучение в поле контактов тел серпентинитов и их текстуры показало, что они не имеют рвущих контактов с осадочными породами.

Пояс распространения осадочных серпентинитов по простиранию прослеживается более чем на 30 км, но они не слагают единого геологического тела. Размеры их меняются от тонких (мощностью менее 10 см) прослоев значительной протяженности, очень сходных по своим размерам со слоями алевролитов, с которыми серпентиниты чередуются, до линз мощностью более 500 м и длиной в несколько километров.

Тонкие прослои состоят из сильно измельченного серпентинита и текстурно сходны с переслаивающимися с ними алевролитами, но иногда встречаются линзы более крупнозернистых пород, в которых обломки зерен серпентина подобны песку. Мощные прослои и линзы в целом более сходны с брекчиями, в которых блоки различной величины, иногда размером с автомобиль сцементированы тонкозернистой основной массой, состоящей из обломков и порошка серпентина. Блоки сложены мас-

сивными серпенизированными перидотитами, и только после очень внимательного изучения среди них были обнаружены другие образования. Алевролиты, залегающие выше по разрезу, содержат обломки и мельчайшие частички серпентина. В небольшой линзе известняков, заключенной в осадочных серпентинитах, была обнаружена толстостенная раковина брахиопод *Peregrinella whitneyi*, и кроме нее в серпентинитовых песчаниках встречается органический детрит. По своему химическому составу осадочные серпентиниты сходны с серпентинитами Берегового хребта и отличаются от последних лишь несколько большим содержанием алюминия.

Происхождение осадочных серпентинитов для некоторых мест остается спорным, но изучая условия их залегания, можно сделать вывод, что они формировались одновременно с отложениями разреза Большой Долины верхнеюрского и нижнемелового возраста. Талиаферро (Taliaferro, 1943, стр. 206) предполагал, что эти прослои образовались в результате оползней пород с антиклинального поднятия сложенного серпентинитами в сопредельный с ним прогиб. Многие геологи, не признающие осадочное происхождение данных слоев, принимая во внимание, что серпентиниты прослеживаются по простиранию и приурочены к породам одного и того же возраста, считают, что вероятнее всего эти прослои и линзы образовались в результате вторичных перемещений холодных магматических пород со дна океанического бассейна. Внедрение этих силл, по их мнению, происходило приблизительно одновременно с накоплением осадков. Это положение трудно доказать, тем более что сходство осадочных серпентинитов и холодных интрузий в францисканском комплексе может быть также обусловлено и тем, что первично серпентинитовые прослои среди францисканских пород в результате тектонических напряжений начали перемещаться в более позднее геологическое время, образуя силлы.

Литература

- Averitt P. Quicksilver deposits of the Knoxville district, Napa, Yolo, and Lake Counties, California. Calif. J. Mines and Geol., v. 41, No. 2, 1945.
- Bailey E. B., McCallien W. J. Serpentine lavas, the Ankara melange, and the Anatolian thrust. Roy. Soc. Edinburgh Trans., v. 62, pt. 2, 1953.
- Bailey E. H. (ed.). Geology of northern California. Calif. Div. Mines Geol. Bull., 190, 1966.
- Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. Calif. Div. Mines Geol. Bull., 183, 1964.
- Blake M. C., Jr., Irwin W. P., Coleman R. G. Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. In: Geological Survey research, 1967. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 575-C, 1967.
- Brice J. C. Geology of the Lower Lake quadrangle, California. Calif. Div. Mines Bull., 166, 1953.
- Brown R. D. Geologic map of the Stonyford quadrangle, Glenn, Colusa, and Lake Counties, California. U. S. Geol. Survey Mineral. Inv. Field Studies Map MF-279, 1964.
- Brown R. D., Jr. Thrust-fault relations in the northern Coast Ranges, California. In: Geological Survey research, 1963. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 475-D, 1964.
- Brown R. D., Jr., Rich E. I. Early Cretaceous fossils in submarine slump deposits of Late Cretaceous age, northern Sacramento Valley, California. In: Geological Survey research, 1960. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, 1960.
- Brown R. D., Jr., Rich E. L. Implications of two Cretaceous mass transport deposits, Sacramento Valley, California. Comment on a paper by Gary L. Peterson. J. Sed. Petrology, v. 37, No. 1, 1967.
- Brunn J. H. Mise en place et differentiation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., ser. 2, v. 3, pt. 3 (incl. summary in English), 1960.
- Crowell J. C. Origin of pebbly mudstones. Geol. Soc. America Bull., v. 68, No. 8, 1957.
- Davis E. F. The radiolarian cherts of the Franciscan group. Calif. Univ. Pubs., Dept. Geol. Bull. v. 11, No. 3, 1918.

- Dickinson W. R., Grantz A., eds. Proceedings of conference on geologic problems of the San Andreas fault system. Stanford Univ. Pub. Geol. Sci., Earth Sci. ser., v. 11, 1968.
- Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, v. 190, No. 4779, 1961.
- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 74, No. 7, 1963.
- Diller J. S. Sandstone dikes (with discussion by W. M. Davis and B. K. Emerson). *Geol. Soc. America Bull.*, v. 1, 1890.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 52, No. 2, 1959.
- Garrison R. E., Bailey E. H. Electron microscopy of limestones in the Franciscan Formation of California. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 575-B, 1967.
- Hess H. H. History of ocean basins, in *Petrologic studies*. Geol. Soc. America, *Buddington Volume*, 1962.
- Hill M. L., Dibblee T. W., Jr. San Andreas, Garlock, and Big Pine faults, California—a study of the character, history, and tectonic significance of their displacements. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 64, 1953.
- Hsu K. J. Mesozoic geology of the California Coast Ranges—a new working hypothesis. *Etages Tectoniques, Tire A Part*, 1966.
- Irwin W. P. Late Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of northwestern California and southwestern Oregon. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501-C, 1964.
- Lawton J. E. Geology of the north half of the Morgan Valley quadrangle and the south half of the Wilbur Springs quadrangle (California). Stanford Univ., Stanford Calif., Ph. D. thesis, 1956.
- Moore J. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *Am. J. Sci.*, v. 263, No. 1, 1965.
- Ojakangas R. W. Cretaceous currents in northern California (abs.). *Geol. Soc. America Spec. Paper* 82, 1965.
- Peterson G. L. Implications of two Cretaceous mass transport, Sacramento Valley, California. *J. Sed. Petrology*, v. 35, No. 2, 1965.
- Peterson G. L. Structural interpretations of sandstone dikes, northwest Sacramento Valley, California. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 77, No. 8, 1966.
- Soliman S. M. Geology of the east half of the Mount Hamilton quadrangle, California. *Calif. Div. Mines and Geol. Bull.*, 185, 1965.
- Taliaferro N. L. Franciscan—Knoxville problem. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 27, No. 2, 1943.
- Wentworth C. M. Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata near Gualala, California, and inferred large right slip on the San Andreas fault. In: Dickinson W. R., and Grantz, eds. Proceedings of conference on geologic problems of San Andreas fault system. Stanford Univ. Pubs. Sci., v. 11, 1968.

Геологическая служба США
Менло-Парк, Калифорния

Статья поступила
9 декабря 1968 г.

УДК 551.241 + 551.251

В. Е. ХАИН

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ РЕГЕНЕРАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ ПОВТОРНОГО ОРОГЕНЕЗА И ПРОБЛЕМА НОВООБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

В работе обращается внимание на приуроченность преимущественно к периферии океанов, по геологическим данным имеющим молодой возраст, зон неоднократно в течение геологической истории, начиная с позднего докембрия испытывавших повторный орогенез. Этому орогенезу обычно сопутствовала более или менее интенсивная метаморфическая регенерация и нередко также гранитизация, нашедшая свое выражение, в частности, в «омоложении» радиометрического возраста пород. Кроме того за счет образования коровых очагов происходило формирование кислых, поздне-субсеквентных вулканоплутонических ассоциаций, характерным элементом которых являлись игнибриты. Поскольку этот процесс развивался в условиях обогащения верхних горизонтов коры кремнеземом и щелочами за счет их миграции из нижней части коры, последняя должна была соответственно обедняться этими компонентами и приобретать все более основной состав. Поднятие способствовало размыву верхних горизонтов коры и тем самым приобретению ею среднего состава и мощности все более близких к составу и мощности океанической коры. В этом можно усматривать один из механизмов приводивших к замещению континентальной коры океанической. Однако автор не считает данный механизм единственным или даже главным в процессе океанизации, а полагает, что он закономерно сочетался с рифтообразованием и растяжением в пределах тех же зон земной коры.

В настоящее время уже мало кто из исследователей сомневается в том, что современные океанические впадины не являются изначально существующими, а возникли на том или ином этапе геологической истории (Белоусов, 1955, 1966, 1967; Муратов, 1957; Хаин, 1961, 1964; Stille, 1958 и др.). Этот вывод распространяется также на впадины окраинных (например, Японское, Тасманово, Карибское) и внутренних (например, Черное, Тирренское и др.) морей, в которых кора обладает, подобно океанической, двуслойным строением и состоит из «базальтового» и осадочного, нередко довольно мощного, слоев (Косминская, 1967; Menard, 1967). К числу наиболее убедительных доказательств «вторичности» океанических и субокеанических (окраинные и внутренние моря) впадин относится соотношение их контуров (точнее, контуров областей отсутствия «гранитного слоя») с простиранием обрезаемых этими контурами складчатых зон разного возраста. Любопытно, что несоответствие простираний оказывается тем большим, чем более древние зоны обрезаются краями впадин, вплоть до взаимно перпендикулярных соотношений между простираниями архея и низов протерозоя на северном побережье Гвинейского залива, на южном побережье Западной Австралии и соответствующими ограничениями Атлантического и Индийского (Южного) океанов. С переходом к более молодым складчатым зонам, особенно начиная с байкальских, между контурами океанических и субокеанических впадин и простиранием этих зон устанавливается все большее соответствие, хотя в деталях на отдельных участках, наблюдаются и существенно иные, резко несогласные соотношения. Это обстоя-

ятельство указывает на длительность и постепенность (точнее — см. ниже — многоэтапность) формирования океанических и субокеанических впадин начиная с середины протерозоя.

К числу других доказательств «вторичности» впадин с океанической и близкой к ней корой относятся также данные палеогеографии, в особенности палеобиогеографии, наличие среди океанов участков с континентальной корой (Мадагаскар-Сейшельские о-ва и др.), очевидно реликтовых, сбросовая природа современного континентального склона, подтвержденная в ряде районов, например вдоль края Северо-Американской котловины Атлантического океана (Ewing et al., 1966), продолжение заведомо континентальных структур в глубь океана (например, Предараканского прогиба в пределы Индийского океана).

Характер процессов, приведших к развитию океанической коры за счет континентальной, т. е. так называемых процессов океанизации, остается вместе с тем чрезвычайно неясным. Существует, как известно, две противоположные тенденции в их трактовке. Одна из них, могущая быть названной механической, исходит из принципов тектонического мобилизма и считает, что океаны образовались в результате разрыва более крупных континентальных масс (Лавразия, Гондвана), горизонтального перемещения, «раздвига» их обломков, обнажения подкорового субстрата и новообразования на месте таких «зияний» океанической коры (Кропоткин, 1967; Hess, 1962; Vemmelen, 1966 и многие другие). Начальные фазы этого процесса иллюстрируют обычно примерами Красного, Лабрадорского морей и некоторыми другими, однако масштаб явлений оказывается существенно иным, чем в случае «настоящих» океанов.

Другое направление в истолковании океанизации основывается на принципах тектонического фиксизма, принимая что океаны возникли не путем растяжения и раздвига континентальной коры, а вследствие ее обрушения и последующего или одновременного перерождения в океаническую кору, получившего название базификации (или менее благозвучно, базальтификации — Борисов, 1967). Базификация — это уже, очевидно, не механическая, а физико-химическая океанизация; предложено два главных ее варианта: 1) основной метасоматоз (Тихомиров, 1960); 2) ассимиляция «гранитного» слоя коры поднимающимся из мантии базальтовым расплавом (Белоусов, 1967). Первый вариант наталкивается на трудности геохимического порядка (неясно, куда уходит избыток кремнезема и щелочей), второй — геофизического (противоречие принципу изостазии — гранит должен тонуть в базальте). Океанический масштаб проявления предполагаемых процессов также представляется маловероятным, как и в случае чисто мобилистского толкования. Вместе с тем ряд фактов говорит в пользу океанизации, так сказать, *in situ* и прежде всего наличие «микроконтинентов» (Деменицкая, 1967 и др.) внутри океанических впадин и продолжение континентальных структур на значительное расстояние в глубь океана, например, по обе стороны Южной Атлантики, а также затруднения с «проблемой пространства» в случае принятия гипотезы раздвига как единственного механизма формирования океанических и субокеанических впадин. Решение проблемы пространства без существенного противоречия с установленной унаследованностью в развитии континентальных структур возможно лишь в плане концепции быстро расширяющейся Земли, но последняя в свою очередь наталкивается на серьезные возражения.

По мнению автора, процессы океанизации нельзя рассматривать ни как чисто механические, ни как только физико-химические. Они обязаны сложному переплетению механических перемещений — тектонических движений и физико-химических явлений магматизма и метаморфизма, в многофазной истории которых то одни, то другие выступают в

качестве причин и следствий. Более подробно на возможной последовательности событий мы остановимся в конце статьи. Здесь же перейдем к ее основной теме, касающейся одного из возможных важных звеньев в процессах океанизации.

В последние годы во многих материковых регионах, главным образом в пределах областей развития докембрия, массовыми радиометрическими определениями возраста пород обнаружены явления повторного, нередко многократного метаморфизма древних комплексов, приводящие к их радиометрическому «омоложению». Этот процесс может проявляться в разной степени — от потери радиогенных изотопов без сколько-нибудь заметных структурно-минералогических преобразований («криптометаморфизм», по Л. И. Салопу, 1964), через «ремобилизацию» фундамента с образованием гранито-гнейсовых куполов облекания вплоть до ультраметаморфизма с широко развитой метасоматической и анатектической гранитизацией, образованием мигматитов, пегматитов, чарнокитов, анортозитов. Весьма возможно, что разная степень метаморфической регенерации свойственна разным глубинам и, следовательно, различия в этом отношении на современном эрозионном срезе могут быть функцией как первичных различий в интенсивности процесса, так и разной глубины размыва и амплитуды последующих поднятий.

Ближайшей причиной повторного метаморфизма служит повышенный тепловой поток. Высокие значения теплового потока свойственны, как известно, зонам активных поднятий, зонам орогенеза. Совпадение областей метаморфической регенерации с областями орогенеза (орогенической активизации) подтверждается тем, что эти области обычно являются областями размыва и нередко — источниками сноса довольно крупного обломочного материала.

Метаморфическая регенерация, особенно в ее крайнем проявлении, сопровождается, очевидно, метаморфической дифференциацией крупных масштабов, приводящей к обогащению верхних горизонтов коры кремнеземом и щелочами и к соответствующему обеднению ее нижних горизонтов этими компонентами с возрастанием удельного веса мафических компонентов. Между тем верхние гранитизированные горизонты коры, находящиеся в условиях длительного и достаточно интенсивного поднятия, оказываются весьма уязвимыми для денудации и, следовательно, создаются все предпосылки для утонения, а в некоторых случаях и уничтожения гранитно-гнейсового слоя коры.

В пределах Советского Союза классической зоной неоднократной орогенической активизации и повторного метаморфизма является зона Станового хребта. Здесь эти процессы начались еще в раннем протерозое и с отдельными перерывами продолжались и продолжают до новейшей геологической эпохи. В несколько меньшей степени подобные же процессы проявлялись западнее, в области Прибайкалья и северо-западного Забайкалья. За рубежом столь же показательны Гренвильский пояс на востоке Канадского щита и Мозамбикский пояс Восточной Африки. К тому же типу относятся Восточно-Бразильский пояс, Ливийско-Нигерийский пояс в Африке, пояс Восточных Гат в Индостане, все побережье Восточной Антарктиды, детально изученное в этом отношении советскими геологами (Равич и др., 1969).

Географическое расположение зон рассматриваемого типа (рис. 1) обнаруживает их устойчивое тяготение к окраинам «молодых» океанов — Атлантического, Индийского, Арктического. Правда, на отдельных участках эти зоны перекрыты более молодыми складчатыми системами — например, на юго-восточную часть Гренвильского пояса наложена палеозойская система Аппалачей. На других участках может наблюдаться «выклинивание» зон метаморфической регенерации, их срезание берегом океана, но это может означать либо переход подобной зоны целиком в область подводной окраины континента, либо ее полное

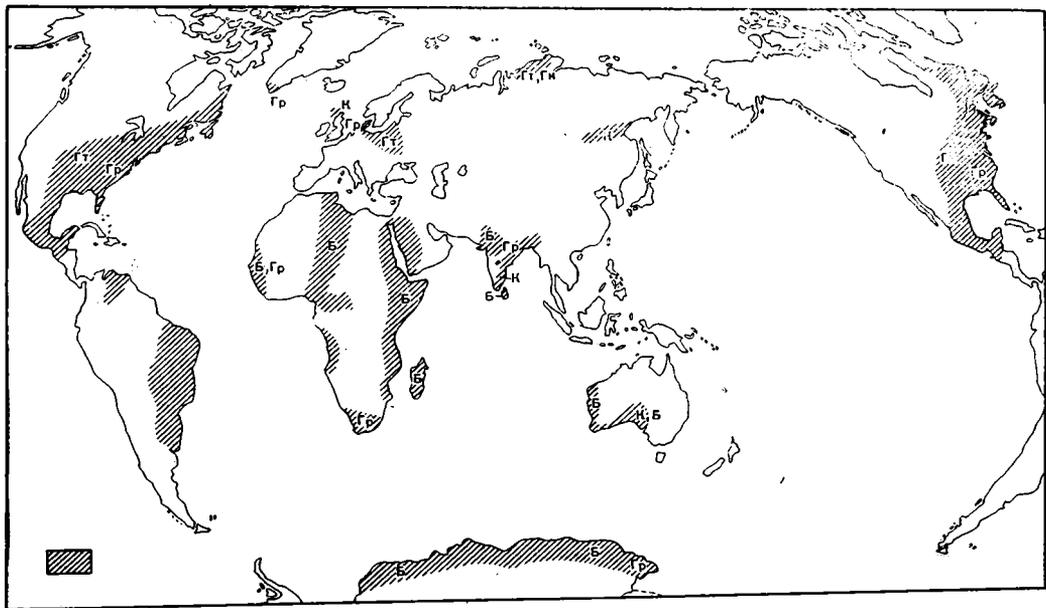


Рис. 1. Распространение зон тектоно-магматической активизации в пределах современных континентов

1 — зоны активизации: К — позднекареельские; Гт — готские; Гр — гренвилльские; Б — байкальские; Гн — герцидские

поглощение океаном. Наконец, в третьих случаях зоны метаморфической регенерации довольно глубоко распространяются в глубь континентов — например, в Байкало-Становой области или в Ливийско-Нигерийском поясе, что можно объяснить тем, что здесь процесс еще не привел к опусканиям и новообразованию океанической коры¹. Несмотря на подобные отступления от общей закономерности, в значительной мере кажущиеся, картина, как мне представляется, в целом достаточно показательна.

Аналогичную связь с зонами повторной активизации и метаморфизма обнаруживают впадины с корой субокеанического типа — внутренние и окраинные моря. Они закономерно располагаются в геосинклинальных поясах в пределах зон срединных массивов. Эти зоны, как показывают новейшие, в том числе радиометрические данные по ряду регионов (например, по Балканам, Анатолии, Закавказью в альпийском поясе Евразии), также являются областями неоднократной активизации, интенсивной магматической деятельности, полиметаморфизма и радиохронологического «омоложения». Следовательно, и в этих зонах метаморфическая дифференциация могла быть существенным фактором преобразования континентальной коры в кору, близкую к океанической. Отчасти на значение метаморфической дифференциации в этом плане уже указывали В. В. Белоусов (1966) и Ден Текс (Den Tex, 1966), которые усматривают в этом процессе главную причину разделения земной коры на «гранитный» (гранитно-гнейсовый по Белоусову) и базальтовый (гранулито-базитовый по Белоусову) слои². Собственно петрологи-

¹ Проникновение позднемелового и раннепалеозойского моря в глубь Сахары вдоль Ливийско-Нигерийской зоны с образованием проливов, соединивших Тетис с южной Атлантикой, может рассматриваться как «неудачная попытка» отделения Западной Африки от остального континента.

² По мнению автора, не менее важной причиной такого разделения являются первичные отличия в составе раннедокембрийских, богатых основными магматитами, и более поздних, обедненных ими образований.

ческая сторона процесса разработана Менертом (1963), принимающим, однако, его более ограниченные масштабы.

Следует еще раз подчеркнуть, что многие зоны повторного орогенеза — Гренвилльский пояс, Южная Норвегия, Восточная Антарктида и др. — являются зонами проявления наиболее высокой, гранулитовой, ступени метаморфизма и развития массивов габбро-анортозитов и чарнокитов. Присутствие анортозитов может рассматриваться как показатель того, что процесс базификации коры дошел до своих крайних проявлений, а сами анортозиты представляют собой скорее всего продукт селективного плавления этой предельно базифицированной коры. Анортозитовые плутоны могут образовывать выступы, протуберанцы, «базальтового» слоя в пределы «гранитного» слоя коры, подобно тому как многие гранитные плутоны являются выступами гранитного слоя в осадочном, а гипербазитовые внедрения — протуберанцами верхней мантии в коре. Представление об анортозитах как производных от «сплава» первичной океанической коры с покрывающими ее осадками (Michot, 1964, Павловский, 1967) представляется мне менее вероятным.

Важным с интересующей нас здесь точки зрения явлением, сопутствующим орогенической активизации, является еще формирование вулканоплутонических ассоциаций среднего и кислого состава, характерным элементом которых являются иттимбриты. По мнению большинства современных исследователей, магматические очаги, служившие источником материала, образующего эти ассоциации, лежат в самой коре, и скорее всего в основании «гранитно-гнейсового» слоя, близ поверхности Конрада, возникая под влиянием повышенного теплового потока. Возможен и несколько иной вариант, при котором первичные очаги образуются в верхах мантии или в «базальтовом» слое, но поступающая из них магма смешивается с продуктами плавления «гранитно-гнейсового» слоя. В обоих вариантах происходит плавление этого верхнего слоя коры и подъем продуктов этого плавления к поверхности. Такой процесс неоднократно повторялся в истории Земли начиная со среднего протерозоя, сопутствуя практически почти всем основным эпохам орогенеза. На рис. 2 показано распространение среднекислых позднесубсеквентных вулканоплутонических ассоциаций в позднем докембрии. В фанерозое эти ассоциации обычно образуют краевые вулканические пояса типа Охотско-Чукотского, Центрально-Казахстанского и др. Очень любопытно, что мы встречаем подобные вулканические пояса по обе стороны новообразованной субокеанической впадины Японского моря, причем по возрасту они немного предшествуют окончательному формированию этой впадины (Приморье — поздний мел — палеоген, Японские о-ва — поздний мел). В дальнейшем кислый вулканизм здесь сменился основным базальтовым, но впадина Японского моря до настоящего времени сохранила повышенный тепловой поток. Высокий тепловой поток наблюдается также в Венгерской впадине с ее периферическими вулканическими поясами и сильно утоненной корой.

В связи с коровым происхождением исходной магмы довольно очевидно, что образование вулканоплутонических ассоциаций, нередко достаточно мощных, ведет к перемещению наиболее легкоплавких компонентов гранитно-гнейсового и частично, возможно «базальтового» слоев к поверхности Земли, где они легко могут быть удалены денудацией, т. е. опять-таки приводит к обеднению коры этими компонентами и относительному обогащению фемическими составными частями.

Следует, наконец, подчеркнуть, что зоны повторной орогенической активизации являются одновременно главнейшими зонами рифтообразования. Это можно видеть на примере всех современных рифтовых систем (Восточная Африка, Восточная Сибирь и др.) и достаточно уверенно предполагать для более древних систем. Очень показателен пример

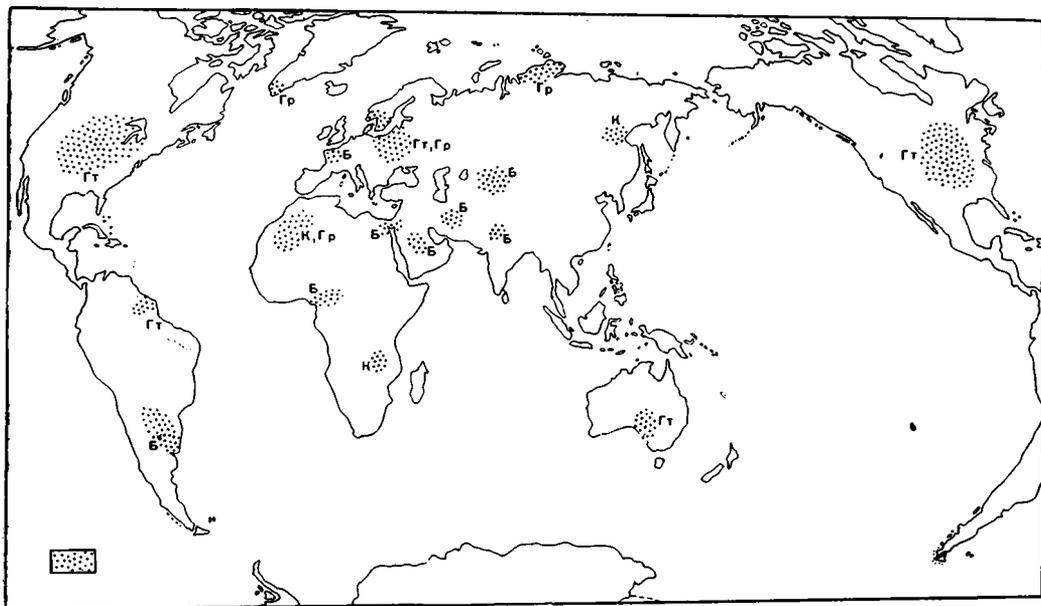


Рис. 2. Распространение верхнекембрийских позднеусубсеквентных вулcano-плутонических комплексов в пределах современных континентов

1 — районы развития вулcano-плутонических комплексов (ассоциаций) связанных: К — с карельским тектогенезом; Гт — готским; Gr — гренвилльским; Б — байкальским

Мозамбикско-Сомалийской зоны Индийского океана, формирование которой началось в позднем палеозое с образования грабенов, установленных на побережье Танзании и Мадагаскара. Следовательно, процессы орогенеза, тафрогенеза и метаморфической регенерации идут в одних и тех же зонах и «океанизация» является их общим и конечным результатом.

В связи с этим можно считать вероятной такую последовательность событий в рассматриваемых нами зонах земной коры: 1) воздымание, первичное или повторное, орогенического пояса, связанного с разуплотнением верхней мантии под влиянием повышенного теплового потока; 2) метаморфическая регенерация и дифференциация кристаллической (так называемой консолидированной) коры с гранитизацией верхнего и базификацией нижнего слоя и последующее денудационное утонение (Корешков, 1960) гранитно-гнейсового слоя; 3) растяжение осевой зоны орогенического пояса, способствующее рифтообразованию и снижению давления на верхнюю мантию, и, в частности, волновод; в свою очередь это должно стимулировать выплавление из волновода базальтовой магмы, ее подъем, и «расплывание» в стороны (Артемьев, Артюшков; 1968; Ушаков, 1968) с расширением первичного рифта за пределы размеров, обусловленных простым растяжением свода, резкое усиление вулканической активности с новообразованием «второго слоя» океанической коры; 4) охлаждение и утонение подкоровой области вследствие длительного усиленного тепловыделения вдоль разломов и благодаря вулканической деятельности (Субботин, 1965; Hsu, 1965); оседание не только осевой, но и периферической части рифта (аналогично оседанию краев континентальных глыб по С. А. Ушакову, 1966) с образованием крупных впадин овальной, а на пересечении рифтов двух взаимно перпендикулярных направлений и округлой формы. Дальнейшее расширение и слияние таких впадин может приводить уже к образованию океанических бассейнов. Не являются ли отдельные глубоководные котло-

вины океанов отражением подобных впадин? Представляется также возможным, что в строении океанов наблюдается сочетание участков, образование которых было соответственно связано с преобладанием либо процессов растяжения, либо процессов метаморфогенной базификации. К первым могут относиться линейные пояса срединных хребтов, ко вторым — области талассократонов более или менее изометричных очертаний.

К сказанному остается добавить, что описанный процесс вторичного орогенеза и метаморфической регенерации неоднократно повторялся в истории Земли, начиная с конца раннего протерозоя, закономерно проявляясь на заключительных орогенических стадиях тектонических циклов. Радиометрические данные указывают на карельскую, готскую, гренвилевскую, байкальскую, каледонскую, герцинскую, мезозойскую (киммерийскую), альпийскую активизацию; для этих же эпох установлено и явление рифтообразования. Некоторые из более древних субокеанических впадин в дальнейшем заполнились мощными осадками (иногда также лавами). К ним, вероятно, относятся Прикаспийская, Североморская, Баренцевоморская (по данным С. С. Иванова, 1968), возможно, Джунгаро-Балхашская впадины. В других случаях рифтообразование перерастало в регенерацию геосинклинального режима, приводя к возобновлению гранитообразования и «залечиванию» океанических «зияний». Впоследствии при новой активизации рифты могли возникнуть либо вдоль старых залеченных швов, либо вдоль новых; так, вероятно, объясняется повторное «открытие» океанов (Wilson, 1967).

Литература

- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1968.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1955.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. О происхождении океанов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., № 5, 1967.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Наука», 1967.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Иванов С. С. Глубинное строение континентального шельфа Северной Европы по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. МГУ, 1968.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1967.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1957.
- Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы аноритозитов. «Геотектоника», № 5, 1967.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. Изд-во «Недра», 1965.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, Изд-во «Недра», 1964.
- Суботин С. И. Причины, схема формирования и структура земной коры Черноморской впадины. Карп.-Балк. геол. ассоц., VII конгр., докл. ч. VI, София, 1965.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1958.
- Ушаков С. А. Динамика земной коры в зоне контакта континента с океаном (атлантического типа). Докл. АН СССР, т. 171, № 1, 1966.
- Ушаков С. А. Вязкость и динамические процессы в коре и верхней мантии Земли. Вестн. МГУ. Сер. геол., № 1, 1968.
- Хаин В. Е. Происхождение материков и океанов. Изд-во «Знание», 1961.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Wentworth R. W. van. On mega-undations: a new model for the earth's evolution. Tectonophysics, 3, 1966.
- Den Tex E. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. en mijnbouw. Jg. 44, No 4, 1965.

- Dietz R. S. Passive continents, spreading sea floors and collapsing continental rises. Amer. J. Sci., v. 264, 177—193, 1966.
- Ewing J., Ewing M. a. Leyden R. Seismic-profiler survey of Blake plateau. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 50, No 9, 1966.
- Hess H. H. Hnstory of ocean basins. В «Petrologic studies: a volume to honor A. F. Buddington». Geol. Soc. Am., 1962.
- Hsu K. J. Isostasy, crustal thinning, mantle changes and the disappearance of ancient land masses. Amer. J. Sci., v. 263, No. 2, 1965.
- Mehnert K. R. Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. Geol. Rdsch., B. 51, H. 2, 1961.
- Menard H. W. Transitional types of crust under small ocean basins. J. Geophys. Res., v. 72, No. 12, 1967.
- Michot P. Le magma plagioclasique. Geol. Rdsch., B. 54, 1966.
- Stille H. Ur- und Neozoene. Abhandl. d. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Math.-Naturwiss. Kl. Jg. 1945—46, No. 6, 1958.
- Wilson J. T. Did the Atlantic ocean close and then reopen. Nature, v. 211, 676—681, 1966.

Московский государственный
университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
12 октября 1968 г.

УДК 551.24 + 551.72 (571.55)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В результате раннепротерозойской гранитизации и ремобилизации происходит изменение вещественного состава и перестройка первичных линейных структур кристаллического фундамента эпихайской протоплатформы. В процессе раннепротерозойской гранитизации цоколя протоплатформы архейские образования подверглись высокотемпературному диафорезу в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее яркими тектоническими формами ремобилизованного фундамента являются гранито-гнейсовые купола, валы, чаши. Воздействие гранитизированного и ремобилизованного фундамента протоплатформы на нижнепротерозойский протоплатформенный чехол (удоканская серия) заключается не только в контактовом метаморфизме базальных слоев удоканской серии. Несмотря на явное несогласие структурных планов архейской складчатости и нижнепротерозойского протоплатформенного прогиба, в зоне непосредственного сочленения структур фундамента и чехла возникли видимые согласные соотношения между базальными слоями чехла и гранитизированными породами фундамента. Пластические деформации фундамента протоплатформы, в результате которых были созданы структуры гранито-гнейсовых куполов, валов, чаш и т. д., отразились в чехле протоплатформы тождественными складчатыми формами.

В последние годы возрос интерес к проблемам стратиграфии, магматизма, метаморфизма и тектоники докембрия. Разрешение этих проблем имеет важное значение для понимания геологической истории земной коры на ранних этапах ее развития, а также для выяснения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Е. В. Павловский в пределах Южной Африки, Балтийского и Канадского щитов впервые выявил и описал древние платформенные структуры — протоплатформы (Павловский, 1962, 1964; Павловский, Марков, 1963, 1964). Развернутую характеристику протоплатформ на всех континентах мира дал М. В. Муратов (1966), который вслед за А. М. Лейтесом (1965) в пределах юго-западной части Алданского щита выделил Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб.

Автор работал в районе северных предгорий хребта Удокан — территории, охватывающей северо-восточную окраину Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба и прилегающих площадей, сложенных кристаллическими породами архея.

В геологическом строении района принимают участие разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы архея (чарская серия), которые образуют нижний структурный этаж протоплатформы — кристаллический комплекс основания. Верхний структурный этаж протоплатформы (протоплатформенный чехол) образован метаморфизованными терригенно-глинистыми и терригенно-карбонатными породами удоканской серии нижнего протерозоя, которая в пределах рассматриваемой территории подразделена на 7 свит (снизу): икабийскую, аянскую, инырскую, читкандинскую, александровскую, бутунскую и сакуканскую. К северу, за пределами современных границ Кодаро-Удоканского прогиба выделяются

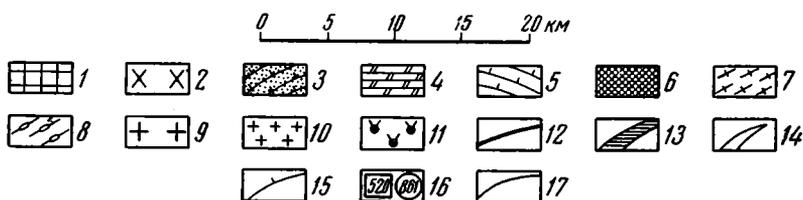
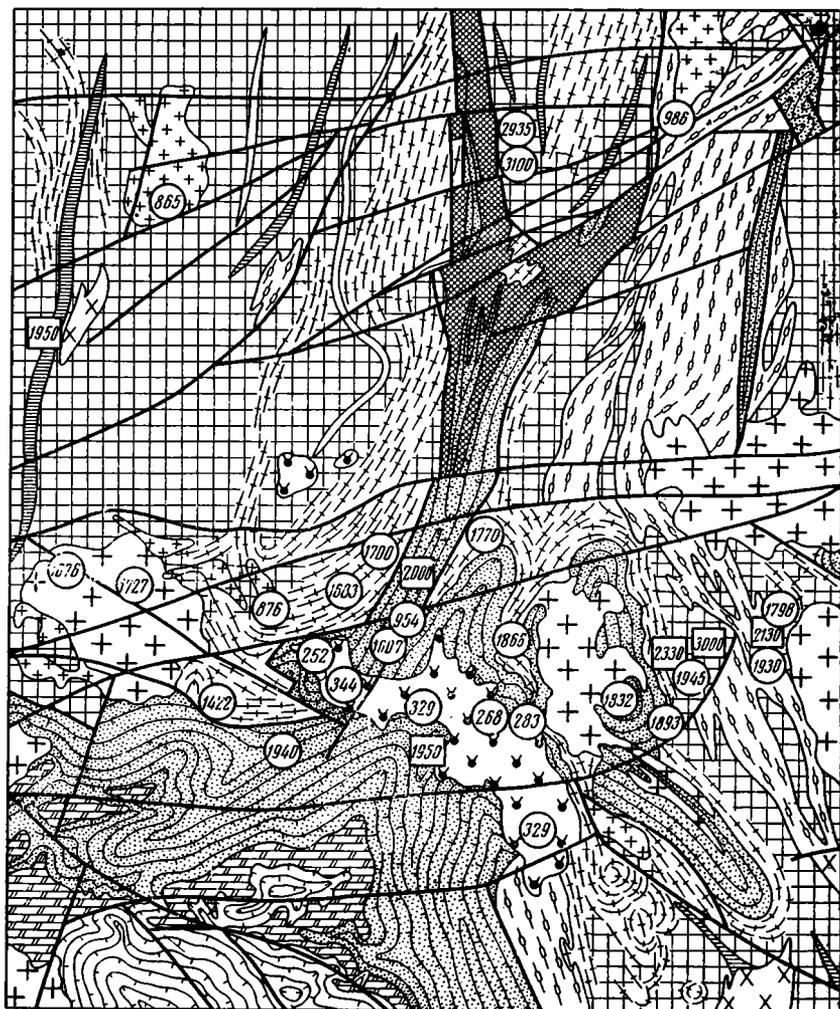


Рис. 1. Структурная схема района северных предгорий хребта Удокан

Нижний структурный этаж. Эпирхейский фундамент протоплатформы. 1 — глубоко-метаморфизованные породы чарской серии архея; 2 — чарнокиты. **Верхний структурный этаж.** Нижнепротерозойский протоплатформенный чехол (удоканская серия). 3 — породы глинисто-песчаной формации икабийской, аянской, иньской и читкаиндской свит; 4 — породы терригенно-карбонатной формации александровской и бутунской свит; 5 — породы песчаной формации сакуканской свиты. **Плутоинические образования.** 6 — раннепротерозойские ортоамфиболиты в шовных прогибах; 7 — плагио-гранито-гнейсы и мигматиты раннепротерозойского этапа гранитизации и ремобилизации фундамента протоплатформы; 8 — метасоматические очковые гранитоиды завершающего этапа раннепротерозойской гранитизации (Куандинский комплекс); 9 — раннепротерозойские посткинematические граниты Чуйско-Кодарского комплекса; 10 — позднепротерозойские граниты; 11 — палеозойские щелочные и нефелиновые сyenиты. 12 — разломы; 13 — оси антиклиналей; 14 — оси синклиналей; 15 — структурные линии залегания удоканской серии (условные стратонзогипсы); 16 — места отбора проб и результаты определения возраста геологических образований свинцовым и калий-аргоновым методами; 17 — геологические границы

шовные прогибы, выполненные сложнодислоцированными метаморфизованными терригенно-эффузивными породами и силлами ортоамфиболитов нижнего протерозоя. Плутонические породы представлены анатектоидными и палингенно-метасоматическими гранитами куандинского комплекса, которые сформировались в процессе раннепротерозойского этапа активизации протоплатформы и раннепротерозойскими посткинematическими гранитами чуйско-кодарского комплекса. Трещинные интрузивы позднепротерозойских гранитов и палеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов и гранодиоритов знаменуют собой эпиплатформенные этапы тектонического развития района (рис. 1).

Среди архейских метаморфических образований удалось выделить четыре свиты (снизу): давачанскую, имангрскую, калаканскую и эвонокитскую. В составе давачанской свиты отмечаются глиноземистые гнейсы (слагающие ее нижнюю и верхнюю части), разделенные пачкой биотитовых, гиперстен-амфибол-биотитовых, гиперстеновых и двупироксеновых, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность свиты 1500—1600 м. Имангрская свита состоит из амфиболовых и биотит-амфиболовых иногда пироксеносодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, двупироксеновых сланцев, амфиболитов. Ее мощность не превышает 4000 м. Калаканская свита сложена биотитовыми гнейсами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми (иногда с гиперстеном) гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность свиты колеблется от 3000 до 5000 м. В основании эвонокитской свиты залегает 200—600-метровая пачка глиноземистых (с гиперстеном) гнейсов, сменяющихся к верхам биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность свиты 2500 м.

Среди пород, слагающих архейские свиты, выделяются прогрессивно-метаморфизованные разности с парагенетическими ассоциациями минералов гранулитовой фации регионального метаморфизма: кордиерит — гранат — биотит, силлиманит — гранат — кварц, биотит — гранат — плагиоклаз — кварц, биотит — гиперстен — плагиоклаз — гранат — кордиерит — кварц, роговая обманка — диопсид — гиперстен — плагиоклаз — кварц, биотит — роговая обманка — диопсид — гиперстен — плагиоклаз — кварц.

Помимо пород, обладающих равновесными ассоциациями породообразующих минералов гранулитовой фации, встречаются разности, в которых видно замещение гиперстена диопсидом и сине-зеленой роговой обманкой, роговой обманки — биотитом, граната — биотитом в присутствии новообразованного плагиоклаза, микроклина и кварца. При полном замещении минералов гранулитовой фации возникают равновесные парагенезисы амфиболитовой фации: биотит — плагиоклаз — кварц, биотит — гранат — плагиоклаз — кварц; биотит — сине-зеленая роговая обманка — плагиоклаз — кварц, роговая обманка — плагиоклаз — кварц.

Переходы гнейсов и кристаллических сланцев, характеризующихся парагенезисами гранулитовой фации метаморфизма, в разности с равновесными минеральными ассоциациями амфиболитовой фации метаморфизма осуществляются постепенно как по простирацию архейских толщ, так и вкрест его, по мере увеличения степени мигматизации. Это явление, помимо минеральных преобразований, выражается обычно в насыщении пород тонкими послойными инъекциями пегматоидного и аплитовидного плагиогранита (отмечаются также агматиты и птигматиты). По мере увеличения в породах гранитного материала они осветляются и переходят в теньевые мигматиты, лейкократовые плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные плагиограниты.

Гранито-гнейсы и гнейсовидные плагиограниты развиваются по архейским гнейсам и кристаллическим сланцам и образуют либо вытянутые линейные тела (типа гранито-гнейсовых валов), либо участвуют в

строении овальных куполов и отрицательных синклиналиподобных структур, на характеристике которых мы остановимся ниже. Процесс гранитизации архейских гнейсов и кристаллических сланцев завершается образованием метасоматических очковых гнейсовидных гранитов и граносиенитов. Эти гранитоиды наиболее полно изучены в восточной части района (см. рис. 1). Массив их имеет зональное строение. Центральные части его (в наиболее широкой зоне в бассейнах р. Итчиляк и Камканда) сложены крупнозернистыми массивными розовыми гранитами и граносиенитами биотитовыми и амфибол-биотитовыми, содержащими 3—5% темноцветных минералов. Следующая, ближе к периферии, зона характеризуется преобладанием розовых порфиробластических гранитов и граносиенитов с характерной очково-полосчатой текстурой, обусловленной преобладанием очковых выделений розовых и серых полевых шпатов, между которыми располагаются прерывистые цепочки и обособления темноцветных минералов (до 10% объема породы). Ширина этой зоны, облегающей центральную часть массива, варьирует от 1 до 4—5 км. Зона эндоконтакта сложена очковыми гнейсовидными гранитами и граносиенитами, отличающимися наличием порфиробласт розовых полевых шпатов, обтекаемых агрегатом темноцветных минералов (биотит и амфибол), которые слагают до 15—20% породы. Внутри массива отмечаются реликты охарактеризованные выше плагиогранито-гнейсов и милонитизированных вмещающих пород архея, которые располагаются субпараллельно общему простираению массива. Контакты массива с вмещающими гнейсами архея отчетливые и характеризуются постепенным переходом от очковых гнейсовидных гранитов до очковых гнейсов на сравнительно коротком (20—100 м) отрезке.

Анализ пространственного размещения гранито-гнейсов показывает, что основная масса их тяготеет к внешним периферийным частям Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба, либо к зонам, сопряженным со структурами шовных прогибов, описанных В. С. Федоровским и А. М. Лейтесом (1968).

Остановимся на структурных и стратиграфических взаимоотношениях гранито-гнейсов и гранитизированных пород архея с удоканской серией нижнего протерозоя в хр. Удокан. Икабийская свита, залегающая в основании мощной удоканской серии, развита как по периферии Кодаро-Удоканского прогиба, так и за его пределами в изолированных синклиналях, одна из которых (Юс-Кюельская синклиналь) будет рассматриваться ниже. Икабийская свита сложена в основном слюдястыми сланцами, иногда содержащими гранат, силлиманит и кордиерит, метаморфизованными алевролитами, кварцевыми песчаниками, изредка встречаются кварцевые конгломераты и гравелиты. Почти повсеместно в основании икабийской свиты выделяется базальный горизонт, состоящий из кварцитов, скарнированных мраморов (кальцит-актинолитовых, кальцит-тремолитовых, кальцит-диопсид-тремолитовых и др. пород), высокоглиноземистых сланцев (кварц-силлиманит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и др.). Мощность икабийской свиты на хр. Удокан достигает 2500 м, а мощность базального горизонта варьирует от 11 м (бассейн р. Читканда, правобережье) до 105 м (перевал р. Бол. Икабья—Икабьежан). За пределами современных границ Кодаро-Удоканского прогиба, в Юс-Кюельской синклинали мощность базального горизонта икабийской свиты колеблется от 11,5 м (левобережье среднего течения р. Юс-Кюель) до 1,75 м (правобережье среднего течения р. Саку).

Вариации мощностей базального горизонта икабийской свиты связаны, как правило, с уменьшением мощностей отдельных пачек кварцитов, либо карбонатных пород, при этом количество прослоев разного состава может и увеличиваться.

Наличие в основании икабийской свиты маркирующего горизонта мраморов и кварцитов, чередующихся со слюдястыми и высокоглинозе-

мистыми сланцами, отмечается не только в рассматриваемом районе. Аналогичный по составу горизонт прослежен по всей окраине Кодаро-Удоканского прогиба: на юге — Ю. В. Буфеевым и на западе, на хр. Кодар — В. С. Федоровским. Есть все основания полагать, что именно этот горизонт является базальным для многокилометровой нижнепротерозойской толщи удоканской серии.

Икабийская свита своим базальным горизонтом повсеместно граничит только с гранитизированными и мигматизированными породами архея. Слои базального горизонта ориентированы, как правило, параллельно структуре подстилающих гранито-гнейсов и мигматитов, т. е. имеют с гранитизированными породами фундамента видимые согласные соотношения, без каких-либо следов нарушений по плоскости контакта. Подобные соотношения наблюдались в бассейне рр. Хани, Юс-Кюёль и отражены на прилагаемых схемах. В других случаях по плоскости контакта фиксируются тектонические срывы, связанные, как это будет показано ниже, с явлениями диапиризма — подъема гранитизированных масс.

Породы основания икабийской свиты, тесно соприкасающиеся с гранито-гнейсами и мигматитами, претерпевают значительные преобразования, выражающиеся в том, что карбонатные породы превращаются в скарноиды с минеральными ассоциациями: кальцит — диопсид — кварц, кальцит — диопсид (тремолит) — кварц, пелитовые породы преобразованы в сланцы со следующими ассоциациями минералов: мусковит — биотит — кварц — микроклин — плагиоклаз, биотит — силлиманит — кварц — плагиоклаз, биотит — кордиерит — плагиоклаз — кварц. Все перечисленные ассоциации соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации контактовых роговиков (Елисеев, 1959), что свидетельствует о контактовом воздействии плагиогранито-гнейсов на породы основания нижнепротерозойской удоканской серии. Выше по разрезу, по мере удаления от контакта, степень метаморфизма пород икабийской свиты постепенно затухает. Метаморфизм нижних частей разреза удоканской серии в верховьях р. Каларский Калакан был изучен и описан С. П. Кориковским (1967), который выделяет по мере возрастания метаморфизма следующие зоны: биотитовую, гранатовую, ставролит-андалузитовую, кордиерит-андалузитовую и силлиманитовую.

Во время образования мигматитов и гранито-гнейсов происходило их активное воздействие на породы базальных слоев удоканской серии нижнего протерозоя. Высокотемпературный регрессивный метаморфизм пород кристаллического фундамента и прогрессивный контактовый метаморфизм пород основания удоканской серии, связанные с раннепротерозойской гранитизацией, протекали в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Этот метаморфизм являлся нормальным по щелочности, он обладал передовой зоной плагиомигматизации и гранитизации, за которой наступал фронт калиевого метасоматоза, проявившегося в наиболее ослабленных и проницаемых зонах.

Необходимо, отметить, что аналогичные явления описаны С. П. Кориковским (1967) для Станового хребта и частично для Кодаро-Удоканского района. Процессы высокотемпературного диафтореза наблюдал и А. М. Лейтес (1965) в поле развития архейских пород, на междуречье Сюльбана и Конды. Все это еще раз подтверждает ранее высказанные предположения Н. В. Фроловой (1962) о возможном наложении сравнительно высокотемпературного метаморфизма (диафтореза) на первично метаморфизованные в гранулитовой фации образования архея Олекмо-Витимской горной страны. По мнению Н. В. Фроловой, смена гранулитовой фации амфиболитовой — не обязательно архейский процесс, что вполне объяснимо сравнительно высокотемпературным диафторезом, связанным с различным характером и интенсивностью послепроархейских геологических процессов.

Для выяснения морфологии и ориентировки архейских складчатых структур нами широко применялась методика, предложенная Н. В. Фроловой (1955). В основу структурных построений легли замеры элементов залегания плоскостей гнейсовидности (кристаллизационной сланцеватости), которая в большинстве случаев параллельна плоскостям первичной слоистости. Об этом свидетельствует совпадение с направлением кри-

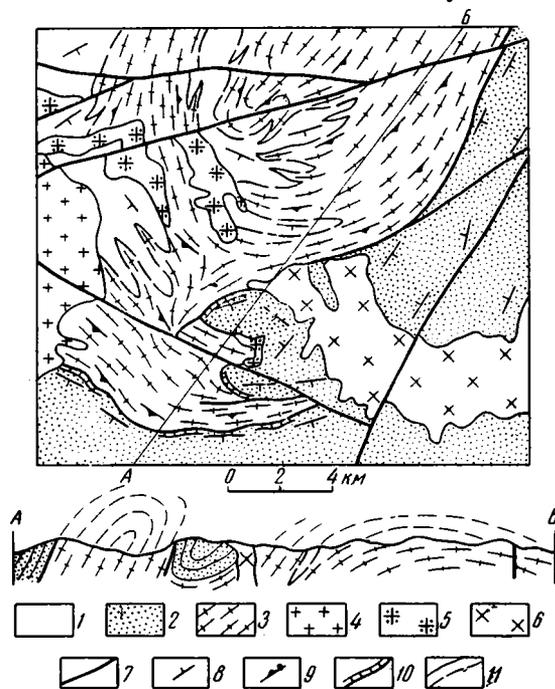


Рис. 2. Схема геологического строения участка верховьев рек Хани, Икабьекан, Мурурин (Ханинский купол)

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы мигматизированные; 2 — слюдяные сланцы и метапесчанки икабьеканской свиты; 3 — раннепротерозойские гранито-гнейсы (Куандинский комплекс); 4 — раннепротерозойские граниты (Чуйско-Кондарский комплекс); 5 — позднепротерозойские граниты; 6 — палеозойские сиенито-диориты; 7 — разломы; 8 — элементы залегания архейских и нижнепротерозойских гнейсов и сланцев; 9 — элементы ориентировки гнейсовидности в гранито-гнейсах; 10 — маркирующий горизонт кварцитов и мраморов основания удоканской серии; 11 — геологические границы: установленные и постепенного перехода между гранито-гнейсами и мигматизированными гнейсами архея

(Фролова, 1962), о чем, в частности, свидетельствует субмеридиональное простирание маркирующего горизонта железистых кварцитов архея в бассейне р. Чара (Салоп, 1967).

В процессе раннепротерозойской гранитизации цоколя протоплатформы Олекмо-Витимской горной страны архейские образования подверглись высокотемпературному диафорезу (ультраметаморфизму) в условиях амфиболитовой фации, что, как известно (Белюсов, 1960; Елисеев, 1959, 1963; Рид, 1957; Кранск, 1957), должно было привести к ремобилизации кристаллического фундамента и пластической перестройке его структур.

Установлено, что наиболее интенсивно процессы раннепротерозойской гранитизации проявились в широкой (10—20 км) зоне, обрамляющей по периферии весь Кодаро-Удоканский прогиб. Если, например, двигаться к прогибу с севера на юг, то по мере приближения к его границам все более и более ощущается усиление мигматизации и гранитизации, поражающих породы кристаллического комплекса основания протэ-

сталлизационной сланцеватости простираний свит архея, имеющих различный литологический состав слагающих их пород, а также совпадение с этим же направлением отдельных маркирующих горизонтов амфиболовых кристаллических сланцев в калаканской свите и глиноземистых гнейсов в давачанской и эвонокитской свитах. Таким образом, удалось выяснить, что гнейсы и кристаллические сланцы архея на большей части территории собраны в протяженные крупные, широкие, открытые, реже узкие, сжатые, линейные простые и симметричные складки с субмеридиональными простираниями шарниров. Ширина чередующихся антиклиналей и синклиналей варьирует от 4 до 12—15 км, наклон крыльев колеблется от 30 до 70°. Осевые плоскости обычно вертикальные, реже наклонные.

Субмеридиональное простирание основных структур кристаллического фундамента Олекмо-Витимской горной страны, по мнению многих исследователей, является первично архейским

платформы. Гнейсы и кристаллические сланцы архея как бы растворяются в поле гранито-гнейсов, содержащих реликты (скиалиты) и теневые мигматиты исходных пород. Одновременно с увеличением степени мигматизации и гранитизации происходит пластическая перестройка (ремобилизация) структур гранитизированного фундамента.

Наиболее яркими тектоническими формами ремобилизованного кристаллического фундамента являются гранито-гнейсовые купола, валы, чашуи, чаши и др.

Один из крупных гранито-гнейсовых куполов диаметром около 12—16 км располагается в верховьях рек Хани, Икабьекан, Мурурин, непосредственно к северу от современных границ северо-восточной части Кодаро-Удоканского прогиба — Ханинский купол (рис. 2).

Ханинский купол характеризуется выдержанными углами наклона плоскостей гнейсовидности (40—60°), падающих от центра купола к его периферии, и сложным строением. Внешний контур купола имеет в плане неровные извилистые, иногда ломанные очертания. Периферийная юго-восточная часть его осложнена синклиналеподобным прогибом, ядро которого выполнено метаморфическими сланцами икабийской свиты удоканской серии. В центральной части купола отмечаются местные усложнения внутренней структуры, выражающиеся в чередовании антиклиналей (валов) и синклиналей. Кроме того, здесь отмечаются скиалиты архейских мигматизированных гнейсов, ориентированных параллельно внешним границам купола. К северу Ханинский купол постепенно переходит в линейную структуру мигматитового и гранито-гнейсового вала, сопряженного с Хани-Олондинским шовным прогибом (см. рис. 1). Как правило, контакты Ханинского гранито-гнейсового купола с обрамляющими его метаморфическими сланцами удоканской серии тектонические. Такие контакты можно интерпретировать как зоны скальвания (Кганск, 1957), возникающие на границе инфраструктур и супраструктур в процессе всплывания (диапиризма) гранито-гнейсового купола. Таким образом, тектоническая граница Кодаро-Удоканского прогибообразующего прогиба в районе верховьев рек Икабьекан и Хани по всем признакам возникла в результате явления диапиризма, а разломы, ограничивающие здесь Кодаро-Удоканский прогиб, не являются по своей природе глубинными, как это считает Л. И. Салоп (1967). Слоистая толща метаморфических сланцев икабийской свиты, облекающая Ханинский купол с юга и востока, имеет в своем основании маркирующий горизонт кварцитов и мраморов и залегает согласно с контуром купола. Углы падения слоев в икабийской свите в зоне контакта согласны с падением гнейсовидности внешней части купола и варьируют от 40 до 60°.

К востоку от современной границы Кодаро-Удоканского прогиба в междуречье Читканда-Юс-Кюэль в истоках р. Каларский Калакан в поле интенсивно мигматизированных и гранитизированных пород архея закартированы отрицательные синклиналеподобные структуры. Они имеют овальные, вытянутые — «каплевидные» или округлые брахиформные очертания и характеризуются пологими (10—30°) падениями гнейсовидности (рис. 3). Отношение коротких и длинных осей этих структур 1:2, 1:3 (протяженность 2—3 км, максимальная ширина — 1,5—1 км). В расширенной части «каплевидных» структур располагаются чаши — структуры изометрических очертаний с диаметром 0,5—1 км. Между синклиналевидными мигматитовыми складками располагаются положительные структуры мигматитовых и гранито-гнейсовых валов. Обычно это вытянутые сравнительно узкие и непротяженные (до 4—6 км) антиклинали как с прямолинейным, так и с извилистым в плане шарниром. В замковой части таких структур гнейсовидность нередко ориентирована в горизонтальной плоскости. Наклон крыльев валов не превышает 30—40°. Иногда валы переходят в узкие гребневидные структуры, характеризующиеся крутыми падениями гнейсовидности на крыльях (до

70°) и острым замком. Синклиналеподобные складки в пределах рассматриваемого мигматитового поля сгруппированы попарно. Длинные оси одной из пар складок вместе с соединяющим их валом ориентированы в меридиональном направлении, другой — в северо-западном, у третьей пары — близко к широтному. Все группы складок сопряжены в единую синклиналеподобную крупную структуру, протяженностью около 20 км и шириной до 10 км (см. рис. 1, юго-западная часть).

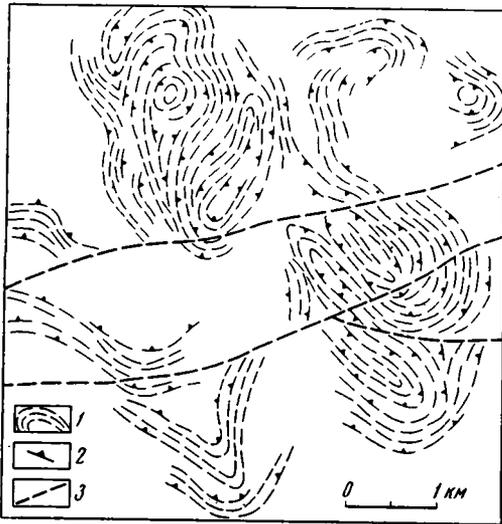


Рис. 3. Структурный план мигматитовой складчатости. Истоки р. Каларский Калакан
1 — структурные линии (гнейсовидность) в гранито-гнейсах и мигматитах; 2 — элементы ориентировки гнейсовидности; 3 — разломы

Разнонаправленность длинных осей синклиналей и валов создает в плане хаотический рисунок «мигматитовой складчатости» (см. рис. 3).

К востоку и северу от этого поля гранитизированных и мигматизированных пород архея, насыщенного чашами, валами и синклиналими, располагается оригинальная котловинообразная (по терминологии Кранка) структура, центральная часть которой сложена метаморфическими сланцами икабийской свиты, а крылья — гранитизированными породами архея (рис. 4). Эта структура, названная Юс-Кюэльской синклиналию, протягивается от р. Юс-Кюэль на северо-запад до р. Хани. Протяженность синклинали по оси 30 км, размах крыльев до 10 км. В зоне центрального замыкания синклинали (р. Юс-Кюэль) углы

наклона крыльев не превышают 30°. Центральная часть синклинали нарушена многочисленными согласными разломами, контролирующими раннепротерозойские интрузии гранитов. Породы здесь собраны в линейные крутые и сжатые антиклинали и синклинали второго порядка с падением крыльев до 60—70°. К северо-западу, на междуречьи Хани-Саку, описываемая синклинали меняет свой облик сравнительно узкой линейной структуры и превращается в брахисинклинали с наклоном крыльев 20—30° (см. рис. 1). Так же как и в случае с Ханинским куполом, в непосредственном контакте гранито-гнейсов с икабийской свитой в основании последней располагается малоомощный горизонт кварцитов и метаморфизованных мраморов. В зоне центрального замыкания Юс-Кюэльской синклинали и вдоль северо-восточного ее крыла по плоскости контакта между метаморфическими сланцами икабийской свиты и гранито-гнейсами не отмечается явлений скалывания и наблюдаются видимые согласные соотношения между пространственным положением гнейсовидности в гранито-гнейсах и мигматитах и слоев основания удоканской серии. Вдоль юго-западного крыла структуры по плоскости контакта между гранито-гнейсами и сланцами фиксируется тектонический срыв (зона скалывания), при этом слои икабийской свиты запрокинуты и приобрели падение на юго-запад под углами 50—70°, согласно плоскости срыва и направлению гнейсовидности в гранито-гнейсах (см. рис. 4).

Структура Юс-Кюэльской синклинали возникла, вероятнее всего, в результате «пластического влячивания» (по терминологии Вениг-Мейнеца, 1957) ремобилизованного кристаллического основания. При этом протоплатформенный чехол как бы проседал во вновь сформированную

котловинообразную структуру. Одновременно с «пластическим втягиванием» вдоль юго-западного крыла Юс-Кюэльской синклинали произошло всплывание чешуи гранито-гнейсов в виде крутого (50—70°) надвига. При этом соответственно деформировались (опрокидывались) слои метаморфических сланцев протоплатформенного чехла.

Охарактеризованные выше структуры Ханинского купола и Юс-Кюэльской синклинали можно сравнить с подобными структурами, известными на Балтийском щите. Ханинский купол, например, аналогичен описанным П. Эскола (Eskola, 1951, фиг. 1) куполам облекания района Питкяранта, где гранито-гнейсовые овалы купола согласно облекаются осадочной серией пород с амфиболитами, скарнами, известняками и иногда базальными конгломератами в основании.

Структура Юс-Кюэльской синклинали обнаруживает поразительное сходство с синклиналью Гиллберга в юго-западной части Швеции (Гейер, 1967, фиг. 10). Ядро этой синклинали сложено метаморфизованными осадочными породами серии Омоль, причем подошва базальных кварцитов параллельна структуре подстилающих гнейсов. Эта синклиналь рассматривается П. Гейером, как структура, аналогичная, но обратная по знаку «куполам облекания».

Пластические деформации фундамента, сопровождающиеся образованием гранито-гнейсовых куполов, описаны П. Эскола (Eskola, 1949, 1951), Э. Х. Кранком (Kranck, 1957), Г. Г. Ридом (1957), В. В. Белоусовым (1960, 1966) и др. На локальную мобилизацию гранито-гнейсового фундамента протоплатформ, сопровождающуюся формированием купольных структур, указывает Е. В. Павловский (Павловский, 1962, 1963).

В процессе интенсивной раннепротерозойской гранитизации, поразившей породы архея и сопровождавшейся пластической перестройкой первично линейных архейских структур, протоплатформенный чехол сложенный осадочными породами удоканской серии, служил естественным экраном, тепловым барьером, преградившим путь фронту гранитизации. Об этом свидетельствует постоянное присутствие в основании удокан-

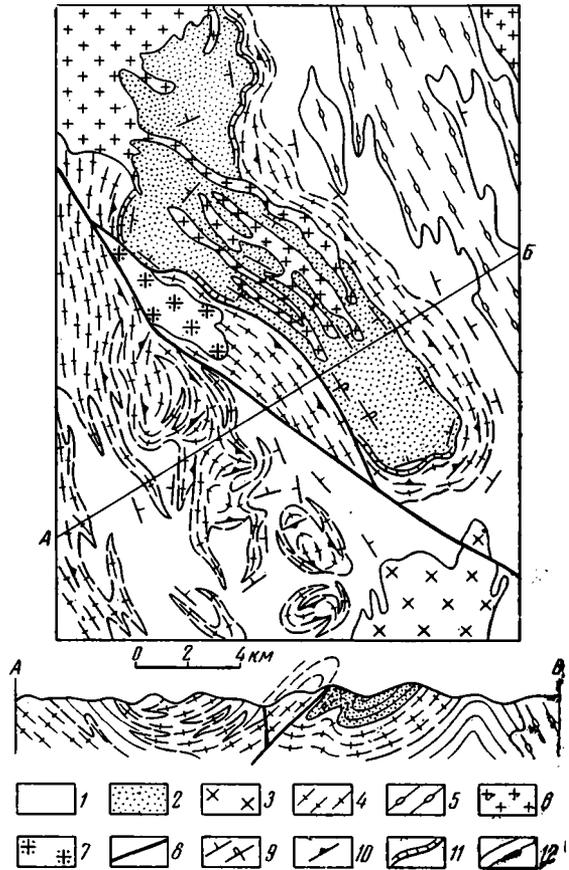


Рис. 4. Схема геологического строения участка бассейна р. Юс-Кюэль (Юс-Кюэльская синклиналь)

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы, мигматизированные; 2 — слюдяные сланцы и металесчаники икабийской свиты; 3 — чернокиты архея; 4 — раннепротерозойские гранито-гнейсы; 5 — раннепротерозойские метасоматические очковые гранитоиды (Куандинский комплекс); 6 — раннепротерозойские граниты (Чуйско-Кодарский комплекс); 7 — позднепротерозойские граниты; 8 — разломы; 9 — элементы нормального и опрокинутого залегания архейских гнейсов и нижнепротерозойских сланцев; 10 — элементы ориентировки гнейсовидности в гранито-гнейсах; 11 — маркирующий горизонт кварцитов и мраморов основания удоканской серии; 12 — геологические границы: установленные и постепенного перехода между гранито-гнейсами и мигматизированными гнейсами архея

ской серии базального горизонта слюдястых глиноземистых сланцев, мраморов и кварцитов, которые не подверглись гнейсификации, но на контакте с реоморфическими гранито-гнейсами и мигматитами испытали контактовый метаморфизм. Экранирующая роль осадочных серий на границе гранитизированной инфраструктурой видимо имела в случаях, описанных П. Эскола и П. Гейером.

Можно думать, что одна из причин экранирующего воздействия протоплатформенного чехла на фронт гранитизации заключается в большем тепловом сопротивлении (величина обратная теплопроводности) осадочных пород по сравнению с кристаллическими породами фундамента (Берч, 1957).

Воздействие ремобилизованного кристаллического комплекса основания протоплатформы на осадочный чехол удоканской серии не ограничивается только термическим влиянием возрожденных гранито-гнейсов на покрывающие породы. Пластические деформации фундамента протоплатформы сыграли крупную роль в формировании структур протоплатформенного чехла.

С пластическими деформациями фундамента протоплатформы связано возникновение описанных выше видимых согласных соотношений базальных слоев удоканской серии, параллельных структуре подстилающих гранито-гнейсов и мигматитов, ибо текстура гранито-гнейсов образуется в результате течения, и вновь возникающие кристаллы, шпильки и ксенолиты ориентируются параллельно стенкам поднимающегося купола (Эскола, 1949; Белоусов, 1966). Подобное толкование вполне применимо и для объяснения согласных соотношений между инфраструктурой и супраструктурой в случае котловинообразных складок типа Юс-Кюэльской синклинали.

В результате процессов пластического всплывания гранито-гнейсовых куполов — произошло разделение видимо некогда единой протоплатформенной структуры на собственно Кодаро-Удоканский прогиб, в его современных границах описанный А. М. Лейтесом (1965) и Л. И. Салопом (1967), и на котловинообразные синклиналильные структуры — сателлиты, отчлененные от прогиба всплывшими гранито-гнейсовыми блоками, имеющими сложную внутреннюю структуру, обусловленную магматитовой складчатостью. К структурам — сателлитам можно отнести охарактеризованную выше Юс-Кюэльскую синклиналиль, в строении ядра которой принимает участие икабийская свита, не отличающаяся от своего стратотипа в Кодаро-Удоканском прогибе.

Структура Кодаро-Удоканского прогиба отличается простым строением. В целом это обширная (протяженность около 200 км, ширина 100—80 км) синклиналиль с запад — северо-западным простиранием главной оси, ориентированной почти перпендикулярно основному направлению архейских складок. Однако в окраинной зоне прогиба отмечается усложнение его структуры. Как было показано выше, в процессе роста гранито-гнейсовых куполов широкое развитие получили явления диапиризма и скальвания, в результате чего в современном эрозийном срезе чаще всего наблюдаются тектонические контакты между фундаментом и протоплатформенным чехлом, которые обычно имеют в плане полукольцевые и овальные очертания, повторяющие форму куполов. По всему периметру Кодаро-Удоканского прогиба отмечаются моноклиналильные, крутые (50—70°) падения слоев в нижних свитах удоканской серии, наклонных внутрь прогиба, в сторону от его тектонических контактов или контактов, переработанных раннепротерозойской гранитизацией без видимых следов скальвания (южный контакт Кодаро-Удоканского прогиба в бассейне р. Катугин). Иногда отмечается усложнение складок, появление узких антиклиналей и синклиналей, не свойственных структуре прогиба (левобережье р. Читканда, верховья р. Хани) (см. рис. 2). Такие деформации пород основания удоканской серии (крутые

углы падения и усложнение структур) связаны, скорее всего, с воздействием всплывающих гранито-гнейсовых масс в зоне фундамента, пограничной с окраиной Кодаро-Удоканского прогиба. Как вытекает из анализа структуры Юс-Кюельской синклинали, течение гранито-гнейсовых масс происходило иногда в сторону отрицательных структур протоплатформенного чехла, и в этом случае формировались чешуи — структуры надвигового типа, которые соответственно деформировали и усложняли структуры протоплатформенного чехла (см. рис. 4). Взаимосвязь отрицательных котловинообразных структур, возникших в фундаменте в процессе пластичной его перестройки и отрицательных структур протоплатформенного чехла на примере Юс-Кюельской синклинали очевидна.

Иногда простой и спокойный характер складчатости в Кодаро-Удоканском прогибе нарушается даже в удалении от видимой зоны влияния всплывших гранито-гнейсовых блоков. Так, в северной части прогиба, на междуречье Бол. Икабья и Саукан закартированы синклинальные складки, разделенные узкими антиклинальными перегибами (рис. 5). Характерно отсутствие единой линейной ориентировки складок. Часть складок имеет брахиформные очертания с соотношением коротких и длинных осей 1:2, 1:2,5. Группа таких складок имеет часто «камебовидные» очертания. Отмечается группа из двух вытянутых линейных симметричных синклиналей «каплеобразной» формы. Соотношение коротких (в расширенной части) и длинных осей этих складок 1:3. Углы наклона крыльев варьируют от 20 до 50°, редко до 60°.

Морфология и характер сочетания отдельных складок в северной части Кодаро-Удоканского прогиба тождественны структурам в зонах пластической перестройки фундамента (см. рис. 3, 4). По всей вероятности, пластические деформации, имевшие место в фундаменте прогиба и создавшие разнообразные по форме структуры мигматитовых валов, куполов и синклиналей, отразились в осадочном чехле протоплатформы подобными же складчатыми формами не только по периферии прогиба, но и в более внутренних его частях.

Не останавливаясь на вопросах генезиса гранито-гнейсовых структур, широко обсуждаемых в последнее время (Белоусов, 1960, 1966; Павлова, 1967; Дюфур, 1967), отметим лишь, что процесс их формирования является весьма продолжительным.

Как отмечалось выше, базальные слои удоканской серии испытывают контактовый метаморфизм со стороны гранитизированного фундамента, в то же время в конгломератах средней подсвиты сауканской свиты (верхняя часть разреза удоканской серии) обнаружена галька метасоматических очковых гранито-гнейсов, которые сопоставляются с подобными же гранито-гнейсами завершающего этапа раннепротерозойской гранитизации. По всей видимости, процессы гранитизации и мобилизации фундамента по времени соответствуют почти всему этапу

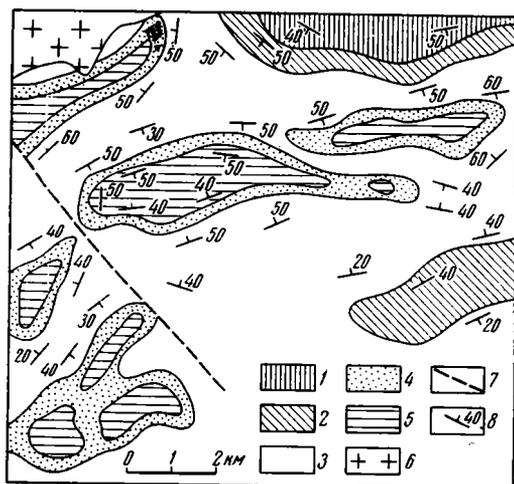


Рис. 5. Схема геологического строения междуречья рек Бол. Икабья и Саукан

1 — метаморфизованные алевролиты и песчаники аясской свиты; 2 — метаморфизованные песчаники инырской свиты; 3 — песчаники, алевролиты, доломитовые известняки александровской свиты; 4 — метаморфизованные песчаники и алевролиты читкандинской свиты; 5 — доломиты, известковистые алевролиты бутунской свиты; 6 — граниты Чуйско-Кодарского комплекса; 7 — разломы; 8 — элементы залегания

формирования протоплатформенного чехла и его структур и завершились в предсауканское время. Длительность процессов гранитизации подтверждается и радиологическими определениями возраста гранито-гнейсов, значение которых по изотопному соотношению Pb^{207}/Pb^{206} по ортитам, циркону и монациту варьирует в пределах от 3000—2330 млн. лет (плаггиогранито-гнейсы) до 2000—1810 млн. лет (очковые граносиениты каундинского комплекса). Процессы гранитизации фундамента протоплатформы, зародившиеся, вероятно, еще в архее (3000 млн. лет), были возрождены позднее и продолжали развиваться в ходе формирования нижнепротерозойского протоплатформенного прогиба до почти полной консолидации протоплатформенных структур.

* * *

Итак, основные особенности тектоники ранних этапов развития Олёкмо-Витимской горной страны заключаются в следующем:

1. Кристаллическое основание протоплатформы западной части Алданского щита не было жесткой глыбой, согласно краям которой развивались структуры Кодаро-Удоканского прогиба, как, например, это считает Л. И. Салоп (1967) для северной части прогиба. Пластические деформации фундамента и всплывание блоков гранитизированного субстрата во многом предопределили конфигурацию современных контуров Кодаро-Удоканского прогиба. Первоначальные его границы видимо далеко выходили за пределы этих контуров, о чем свидетельствуют отчлененные от прогиба синклинальные структуры — сателлиты. Такие структуры, ядра которых сложены породами удоканской серии, известны, например, в 80 км от современных границ прогиба (в нижнем течении р. Хани).

2. Пластические деформации фундамента теснейшим образом связаны с этапом раннепротерозойской мигматизации и гранитизации, приведшей к изменению вещественного состава исходных пород кристаллического фундамента и перестройке его структур в зоне максимальной гранитизации на стыке цоколя протоплатформы и протоплатформенного осадочного чехла. В связи с этим, несмотря на явное несогласие структурных планов архейской складчатости и протоплатформенного прогиба, в зоне непосредственного сочленения структур фундамента и чехла возникли видимые согласные соотношения между базальными слоями удоканской серии и гранитизированными породами архея чарской серии.

3. Пластические деформации фундамента, приведшие к образованию гранито-гнейсовых куполов, валов, чаш, осложнили простую конседиментационную структуру верхнего структурного этажа и привели к образованию подобных им складчатых форм.

4. Не исключено, что процесс роста гранито-гнейсовых куполов и валов в ходе формирования и развития Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба существенно повлиял на распределение мощностей при осадконакоплении и предопределил в значительной мере конседиментационную его структуру. Возможно, что выявленное в последнее время стратиграфическое, а местами и структурное несогласие между сауканской свитой удоканской серии и лежащими ниже свитами также явилось отражением процессов гранитизации и вертикальных движений фундамента протоплатформы, завершившихся в предсауканское время. Свидетельством этому служат находки гальки очковых гранито-гнейсов каундинского комплекса, завершающих этап раннепротерозойской гранитизации, в конгломератах сауканской свиты.

Изложенные выше материалы характеризуют те специфические черты тектонического развития протоплатформ, которые «свидетельствуют о меньшей стабилизации их кристаллического основания, чем у более молодых платформ неогая» (Павловский, Марков, 1964) и подтверждают идею о необратимом характере развития земной коры.

Литература

- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, Геология, № 5, 1960.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Берч Ф. Физика земной коры. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Бениг-Мейнец Ф. А. Пластическое впаивание земной коры: происхождение геосинклиналей. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Гейер П. Докембрий Швеции. В кн. «Докембрий Скандинавии». Изд-во «Мир», 1967.
- Дюфур М. С. Геосинклиальный процесс и его эволюция. Вестн. Ленингр. ун-та, № 18, Геология и геофизика, вып. 3, 1967.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
- Елисеев Н. А. Проблема гранито-гнейсов. В кн. «Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд-во «Наука», 1967.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Витимской горной страны. Изд-во «Наука», 1965.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. вузов. Геол. и разведка, № 3, 1966.
- Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. Геотектоника, № 3, 1967.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия». Общие и региональные проблемы. Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности ранних этапов развития земной коры континентов. В кн. «Деформация пород и тектоника». Докл. сов. геол. на XXII сес., Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964.
- Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. I. Изд-во «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. Изд-во «Недра», 1967.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Фролова Н. В. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1962.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в докембрии Олёкмо-Витимской горной страны. Геотектоника, № 4, 1968.
- Escola P. The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 104, 1949.
- Escola P. Around Pitkäranta. Acad. Sci. Fennicae, Ann., 3, Geol. Geogr., ser. A, 27, 1951.
- Kranck E. H. On the movements in the zone of the basement. Geol. Rundschau, v. 46, 1957.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Москва

Статья поступила
17 мая 1968 г.

УДК 551.243

В. В. ЭЗ

СУЩЕСТВУЮТ ЛИ СКЛАДКИ СКАЛЫВАНИЯ И СКЛАДКИ ВОЛОЧЕНИЯ?

На основании геометрических свойств и предполагаемого происхождения складок скалывания и складок волочения делается вывод, что подразумеваемые под этими терминами механизмы складкообразования практически неосуществимы в реальной геологической обстановке. Возникновение кливажа и макроскопических поверхностей скалывания в складках не связано с предполагаемым способом образования складок скалывания. Закономерный наклон мелких асимметричных складок на крыльях складок более крупных обусловлен не механизмом «волочения», а тем, что осевые поверхности одновозрастных складок разных порядков располагаются приблизительно параллельно.

На вопрос, поставленный в заглавии статьи, отвечают по-разному. Одни авторы считают, что оба типа складок не только существуют, но и широко растространены, другие, наоборот, отрицают саму возможность образования складок подобными способами (Кириллова, 1949; Эз, 1958; Ramberg, 1963 2; Войновский-Кригер, 1966). Иногда признаются только складки скалывания, иногда — только складки волочения. Этим складкам придают большое значение и в руководствах по тектонике (Биллингс, 1949; Хиллс, 1954; де-Ситтер, 1960; Хаин, 1964), и в теоретических исследованиях, и в региональных геологических описаниях. Особенно часто они упоминаются в работах, посвященных структуре метаморфических толщ, где терминами «складки скалывания» и «складки волочения» нередко заменяют морфологическую характеристику складок. Поэтому целесообразно более подробно рассмотреть те механизмы складкообразования, которые подразумеваются под этими терминами.

СКЛАДКИ СКАЛЫВАНИЯ

1. Известно, что полная или голоморфная складчатость¹ (Белоусов, 1945) часто сопровождается широким развитием кливажа, следами сдвиговых деформаций и поверхностями скалывания. По-видимому, именно это наводит на мысль о большом значении складок скалывания в формировании складчатой структуры.

Обычно предполагаемая схема образования складок скалывания сводится к следующему. В слоистой толще в результате деформирующих воздействий возникает под некоторым углом к слоистости система более или менее частых параллельных поверхностей скалывания (рис. 1, а). Пластины, заключенные между этими поверхностями, испытывают смещение различной величины, что создает ступенчато-зигзагообразную форму границ слоев (рис. 1, б). При этом относительное смещение пластин происходит то вверх, то вниз, так что возникают правильно чередующиеся антиклинали и синклинали.

Из этой схемы вытекают два геометрических свойства складок скалывания: 1) равенство расстояний между подошвой и кровлей слоя, из-

¹ Этот тип складчатости только и будет рассматриваться в дальнейшем.

меряемых вдоль поверхностей скалывания, обычно имеющее следствием уменьшение мощности слоев в крыльях складок (рис. 1, б); 2) полное подобие формы изгиба всех слоев, участвующих в складке. Для того, чтобы рассматриваемый механизм можно было применить к объяснению происхождения складок, последние, естественно, должны обладать такими свойствами. Но сторонники этой гипотезы не приводят данных точных измерений, показывающих применимость схемы к наблюдаемому в природе складкам. Обычно геометрическая характеристика складок ограничивается указанием на принадлежность их к типу «подобных» и на уменьшение мощности слоев в крыльях по сравнению с замками, хотя последнее еще не означает сохранения мощности всех участвующих в складке слоев, измеряемой вдоль предполагаемого направления скалывания. Однако хорошо известно, что складки типа «подобных» могут возникнуть и совершенно иным путем — в результате сжатия слоистой толщи вдоль слоистости. При этом, если толщина более или менее однородна, а степень сжатия достаточно велика, наблюдаются и подобие формы изгибов по разным слоям, и уменьшение мощности слоев на крыльях складок. Последнее может привести к приблизительному равенству расстояний между кровлей и подошвой слоя, измеряемых вдоль некоторого секущего слоя направления (обычно вдоль осевой поверхности складок). Таким образом, из одного лишь внешнего сходства формы наблюдаемых складок с той, которую следует ожидать у складок скалывания, еще не следует однозначный вывод о возникновении их именно этим путем.

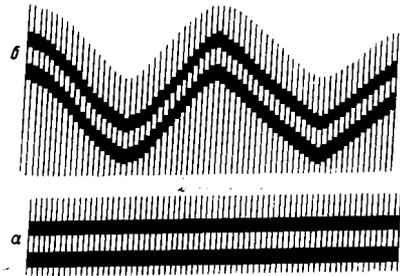


Рис. 1. Предполагаемая схема образования складок скалывания

Для отнесения наблюдаемых складок к типу складок скалывания часто считают достаточным наличие поверхностей скалывания, приблизительно параллельных осевым поверхностям. Поэтому широко распространено мнение, что складки с хорошо развитым кливажем образуются именно таким способом. Вопрос о соблюдении геометрических закономерностей, которые должны быть присущи складкам скалывания, при этом почти никогда не рассматривается. Кроме того, упускается из виду, что хотя наличие кливажа и сочетается часто с неровным, зубчатым характером границ между слоями, однако эти границы обычно вовсе не являются ступенчатыми, какими они должны были бы быть, если бы процесс шел по схеме, изображенной на рис. 1. В этом можно убедиться, рассматривая многочисленные фотографии кливажа, приводимые рядом авторов (Gillot, 1956, рис. 3; Voll, 1960, рис. 2; Schroeder, 1966, рис. 79).

Механизм образования складок скалывания не объясняет ни линейной вытянутости, ни параллельной ориентировки складок, которым он приписывается. Сторонники этой гипотезы, ограничиваясь рассмотрением одного лишь поперечного сечения складки, очевидно, допускают, что и в остальных параллельных ему сечениях должны происходить точно такие же смещения. Однако это ничем не доказывается. Естественнее предположить, что при действии такого механизма должны были бы возникать складки, имеющие в плане любую форму и любое взаимное расположение.

Если морфология складок скалывания вызывает сомнения в том, действительно ли они образовались предполагаемым способом, то рассмотрение физической возможности подобного механизма показывает, что действие его в сколько-нибудь широких масштабах практически нереально.

Во-первых, гипотеза складок скалывания не объясняет, каким образом может возникнуть та неоднородность движений, поперечных к на-

пластованию, которая создает чередование антиклинальных и синклиналильных складок (Эз, 1958). Во-вторых, если бы даже такая неравномерность и возникла, она не смогла бы создать складки, охватывающие толщи значительной мощности.

Действительно, допустим, что существует способ воздействия на параллельно-слоистую толщину, заставляющий некоторый пласт AA_1 (рис. 2) принять складчатую форму с соблюдением основного требования рассматриваемой гипотезы: чтобы смещения всех точек пласта происходили только во взаимно параллельных направлениях, без изменения расстояний между точками пласта в первоначальном направлении AA_1 . Предполагается, что при образовании складок скалывания все прилежащие пласты должны принять такую же форму (рис. 2,а). Однако если мощ-

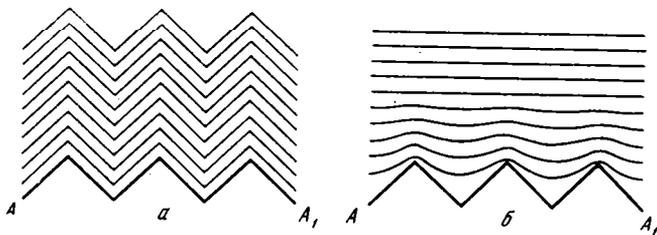


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая невозможность образования складок скалывания, захватывающих мощные толщи
 а — предполагаемый характер деформации слоистой толщи при изгибании слоя AA_1 ; б — возможный характер деформации толщи

ность толщи достаточно велика по сравнению с размерами складок (а именно о структурах такого типа идет речь), то изменение формы пласта AA_1 вызовет вовсе не такую деформацию прилежащих пластов, как на рис. 2, а, а другую, подобную изображенной на рис. 2, б. Причина этого в том, что процесс типа рис. 2, б энергетически гораздо выгоднее: здесь меньше и деформируемый объем, и величина деформации всех остальных слоев. В справедливости этого легко убедиться экспериментально, вдавив зубчатый штамп в любой слоистый пластичный материал¹.

Чтобы можно было в действительности получить складки типа рис. 2, а, надо не только приложить воздействия, направленные вверх на участках будущих антиклиналей и вниз на участках будущих синклиналей, но и продолжить их не к одному слою, а ко всем слоям толщи. А это практически требует того, чтобы все пласты сами, без какого-либо внешнего воздействия, испытывали такую деформацию. Если это и возможно (например, при увеличении объема слоев), то, во всяком случае, не имеет отношения к механизму скалывания.

2. Наряду с рассмотренной выше классической схемой образования складок скалывания существуют гипотезы, согласно которым образование складок происходит не в результате смещения по поверхностям скола, а путем так называемого «течения в направлении осевых поверхностей складок» (Carey, 1954; Клоос, 1958; Wynne-Edwards, 1963; Donath, Parker, 1964; Войновский-Кригер, 1966). Однако здесь предусматривается, по-существу, тот же самый механизм, только деформация предполагается не сосредоточенной на некоторых поверхностях, а распределенной по всему объему деформируемых пород, т. е. скалывание и смещение по системе параллельных поверхностей заменяется сдвиговой дефор-

¹ В связи с этим нельзя не вспомнить замечание Э. Клооса, что многие представления о том или ином механизме образования складок и разрывов никогда не появились бы в печати, если бы их авторы попробовали воспроизвести экспериментально предполагаемые ими механизмы (Cloos, 1955).

мацией поперек слоев со сдвигом то в одну, то в другую сторону. Но основные особенности предполагаемого механизма образования складок скалывания, которые делают невозможным его практическое осуществление, не зависят от присутствия в складчатой структуре макроскопических или микроскопических поверхностей скольжения. Поэтому и здесь применимы все приведенные ранее соображения.

3. В последнее время появился усложненный вариант рассматриваемой гипотезы, заключающийся в том, что предполагается возможным скалывание (или течение) по непараллельным, расходящимся от ядер складок поверхностям (Wynne-Edwards, 1963). Но это означает смещение пластин переменной толщины, которое не может происходить без изменения размеров деформируемого объема в направлении, поперечном пластинам, т. е. вдоль слоистости. Тем самым отрицается основной принцип рассматриваемой гипотезы и она, по сути дела, заменяется другой, связывающей образование складок с изменением размеров сминающейся толщи вдоль первоначального направления слоистости, т. е. с горизонтальным сжатием. При таком воздействии возможны смещения по сериям наклонных к направлению сжатия поверхностей, но это уже не имеет никакого отношения к гипотезе складок скалывания, основой которой является предположение о воздействии, поперечном к напластованию.

4. Существует и такое объяснение происхождения складок скалывания (де-Ситтер 1960), согласно которому причиной их образования является неоднородное скольжение по поверхностям, перпендикулярным действующим силам. Очевидно, однако, что силы, действующие перпендикулярно поверхности смещения, не могут произвести никакой работы перемещения. Они могут только препятствовать ему если они сжимающие (увеличивая трение на этих поверхностях), или облегчить его, если они растягивающие. Силы, направленные под углом к поверхностям скольжения, могут быть причиной перемещения, но они способны вызвать лишь общее перекашивание деформируемого объема и не могут создать необходимого для образования складок движения частей слоев то в одну, то в другую сторону.

5. Не спасает гипотезу складок скалывания и предположение о том, что формирование складчатой структуры этим способом начинается лишь после появления в складках кливажа. Считается, что в этом случае может создаться такое положение, когда складкам легче будет расти путем скольжения вдоль поверхностей кливажа, чем путем изгиба слоев и скольжения вдоль слоистости (Wilson, 1961; Клоос, 1958). Но скольжение вдоль поверхностей кливажа то в одну, то в другую сторону не может быть обусловлено той же причиной, которая вызвала изгиб слоев, поскольку последний при образовании голоморфной складчатости всегда непосредственно связан с возникшим тем или иным способом сжатием слоистой толщи вдоль напластования (Белоусов, 1958). Остается предположить, что после возникновения кливажа начинают действовать другие силы, направленные вдоль кливажных пластин. Однако при этом все равно неизбежно угасание амплитуды складок по мере удаления от поверхности приложения сил, хотя бы за счет взаимного вклинивания разделенных кливажными поверхностями линз, так как кливаж разделяет породу не на плоские пластины, а на более или менее вытянутые линзы (Гончаров, 1963). Кроме того, само появление таких сил в высшей степени маловероятно. Следовательно, если этот механизм и проявляется при образовании складок то он представляет собой очень частное явление, связанное со специфическими условиями (Ramberg, 1963₂).

Мы не останавливаемся на том, возможно ли вообще рассматривать поверхности кливажа как поверхности скалывания. Вопрос о происхождении кливажа нельзя считать однозначно решенным, но, во всяком случае, нет оснований связывать его с механизмом образования складок скалывания (Эз и др., 1965).

6. Невозможность формирования складок скалывания не противоречит существованию складок с многочисленными параллельными разрывами, которые вполне могут быть названы поверхностями скалывания. К их числу относятся, например, острые гармониеобразные складки с изломами слоев в замках. Эти изломы нередко объединяются в единые разрывы вдоль осевых поверхностей складок, причем удается наблюдать той или иной величины смещения по этим поверхностям (Эз, 1958; Voll, 1960; Edelman, 1963). Встречаются также тесно сжатые складки, у которых замковые части нарушены поверхностями скалывания, пересекающимися под острым углом, что придает замкам зубчатый характер (King, Rast, 1956; Turner, Weiss, 1963; Эз, 1967). Встречаются и иные варианты нарушения крыльев и замков складок узкими зонами сдвиговых деформаций, переходящими в зоны скалывания (Ramsay, 1962; Talbot, 1965). Т. е. само явление скалывания с тем или иным смещением по поверхностям скола достаточно распространено, но это еще не означает, что существуют складки скалывания в обычном генетическом понимании этого термина.

СКЛАДКИ ВОЛОЧЕНИЯ

1. Под складками волочения имеются в виду «асимметричные складки в более податливых слоях, вызванные дифференциальными движениями более жестких слоев над и под ними. Это дисгармоничные складки, обычно ограниченные определенной зоной или группой пород» (Wilson, 1961). Их основным признаком считается закономерное отклонение осевых поверхностей от перпендикуляра к зеркалу складок

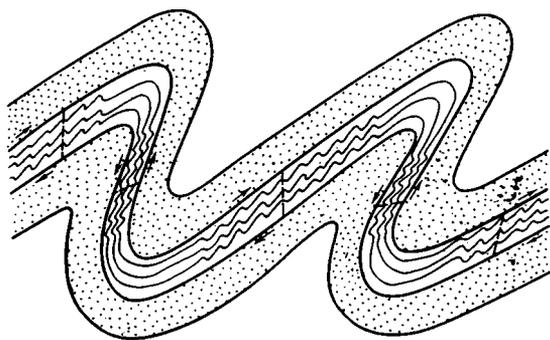


Рис. 3. Предполагаемая схема образования складок волочения по М. П. Биллингсу (1949)

Тонкий пунктир — осевые поверхности некоторых мелких складок

в крыльях более крупной складки: против часовой стрелки в правом крыле антиклинали и по часовой — в левом крыле (рис. 3). Объясняют это тем, что в складке, образовавшейся в результате изгиба слоев, каждый лежащий выше слой смещается относительно лежащего ниже в сторону антиклинали, а каждый лежащий ниже — в сторону синклинали. Исходя из такого представления о способе образования складок волочения,

рекомендуют использовать их для решения обратной задачи: по направлению поворота их осевых поверхностей определять, с какой стороны рассматриваемого обнажения находится более крупная антиклинали и с какой — синклинали.

Против возможности образования складок волочения и целесообразности употребления этого термина высказывалось много возражений. Главное из них состоит в том (de Sitter, 1958), что такие складки должны угасать в замковых частях крупных складок, где нет относительного смещения ограничивающих слоев, как это и показано на схеме рис. 3. В действительности же именно в замках мелкие дисгармоничные складки, как правило, достигают наибольшей интенсивности, что исключает возможность применения предлагаемого объяснения. Существенно также замечание И. В. Кирилловой (1949), что часто рядом с пачкой, мелкие складки которой называют складками волочения, нет ограничивающих ее более жестких пластов, относительное смещение которых считается причиной образования этих складок.

2. В предполагаемом механизме образования складок волочения следует различать две стороны, одна из которых совершенно справедлива, а другая глубоко ошибочна. Действительно, при любом изгибе слоистой толщи неизбежны относительные смещения кровли и подошвы слоев в крыльях складок, могущие вызвать сдвиговые деформации в некоторых пачках (которые, кстати, не обязательно должны для этого находиться между более жесткими пластами). Такое смещение может вызвать изменение наклона осевых поверхностей более мелких складок, возникших на крыле более крупной складки, именно в ту сторону, которую предусматривает механизм волочения¹. Однако такое смещение не помогает объяснить само возникновение мелких складок. Как видно из рис. 3, протяженность слоев, образующих складки волочения, в поперечном разрезе больше протяженности соседних, не смятых слоев и соответственно должна быть больше их первоначальной длины. Но относительное смещение подошвы и кровли слоев вдоль слоистости не может увеличить их протяженность, так как сдвиговая деформация вдоль слоя не вызывает изменения его длины.

3. Для того, чтобы объяснить само возникновение мелких асимметричных складок, осложняющих более крупные, а не только их наклон, надо искать какие-то другие причины, отличные от механизма «волочения». Иногда образование таких складок совершенно явно связано с выдавливанием материала более пластичных слоев в замки крупных складок (Кириллова, 1949; Белоусов, 1962; Williams, 1961). Иногда, как это показано расчетами и экспериментально (Ramberg, 1963), мелкие дисгармоничные складки могут возникать в неоднородной толще в условиях продольного изгиба в связи с тем, что по мере нарастания деформации более жесткие (или более тонкие) слои начинают коробиться и сминаться в складки уже тогда, когда более пластичные (или более мощные) слои еще продолжают испытывать равномерное утолщение². Оба механизма, не имея ничего общего с механизмом «волочения», требуют определенного характера разреза и соотношений механических свойств слоев и соответственно пригодны лишь для некоторых частных случаев. Широкое распространение складок, которые принято называть складками волочения, должно иметь иное объяснение. Оно оказывается чрезвычайно простым.

Такое положение осевых поверхностей мелких складок относительно крыльев более крупных, которое считается типичным для складок волочения, наблюдается почти всегда, когда имеются разновозрастные складки разных порядков. Однако оно обусловлено не механизмом волочения, который, как мы видели, не объясняет возникновения складок, а совсем другим явлением, давно подмеченным (Pumpelly и др., 1894), но обычно оставляемым без внимания.

Как известно, в складчатой структуре, где сочетаются складки разных порядков³, шарниры всех разновозрастных складок более или менее параллельны друг другу, будучи расположены перпендикулярно направлению, в котором происходит наибольшее сокращение горизонталь-

¹ Надо иметь в виду, что относительное смещение слоев не может вызвать наклона, большего, чем обусловлено величиной этого смещения. В конкретных же «складках волочения» иногда наблюдается наклон, больший, чем этого можно ожидать: точки пересечения осевых поверхностей мелких складок с лежащим выше слоем оказываются смещенными к замку антиклинали больше, чем материальные точки самого слоя. Особенно ярко это выражено в тех случаях, когда описываются изоклиналильные складки волочения на крыльях пологих крупных складок. На самом же деле обычно такие соотношения связаны с тем, что мелкие изоклиналильные складки принадлежат к одной генерации, а крупные пологие — к другой (Эз, 1967).

² Следует подчеркнуть существенное отличие выводов Г. Рамберга о роли относительно более жестких слоев в формировании таких складок от обычных взглядов сторонников гипотезы складок волочения.

³ Напомним, что мы имеем в виду голоморфную, или полную, складчатость (или складчатость общего смятия).

ных размеров сминаемого объема горных пород. Осевые поверхности складок, всегда проходящие через их шарниры, в условиях симметричной деформации ориентируются в среднем перпендикулярно первоначальному положению слоистости. Эта закономерность не зависит от размера складок и справедлива для складок разных порядков. Если деформирующие воздействия таковы, что вызывают наклон складок (например, в результате относительного смещения верхних и нижних частей сминающейся толщи), это в равной мере затрагивает и крупные, и мелкие складки.

Неоднородность деформации приводит к случайным отклонениям осевых поверхностей отдельных складок от их идеального среднего положения. Однако по мере все большего и большего сжатия складок различие в ориентировке осевых поверхностей уменьшается, приводя к почти полной их параллельности, и создается складчатая структура типа рис. 4.

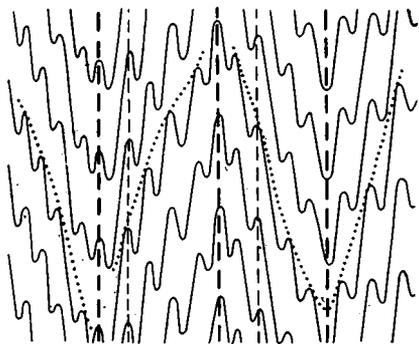


Рис. 4. Схема, показывающая обычные пространственные взаимоотношения крупных и мелких складок

Жирный пунктир — осевые поверхности крупных складок, тонкий пунктир — осевые поверхности некоторых мелких складок, точечный пунктир — зеркало мелких складок

Примерно параллельное расположение осевых поверхностей мелких и крупных складок является наиболее естественным в пределах более или менее однородно деформируемого объема, потому что только оно дает возможность различного заполнения пространства приблизительно подобными складками разных порядков при любой степени сжатости складок. В толще с резко различными по своим механическим свойствам пачками, где создаются предпосылки для формирования дисгармоничных складок, могут обнаруживаться большие от-

клонения осевых поверхностей от взаимно параллельного расположения, но и эти отклонения, опять-таки, уменьшаются при увеличении степени сжатости складок.

Осевые поверхности малых складок на рис. 4 отклоняются от перпендикуляра к их зеркалу на крыльях более крупных складок именно в ту сторону, в какую должны отклоняться «складки волочения». Очевидно, если считать направление наклона малых складок решающим признаком для отнесения их к типу «складок волочения», то практически все мелкие складки, осложняющие крупные, в любой складчатой структуре покажутся складками волочения. Именно поэтому так распространено представление о широком развитии этих складок, особенно в метаморфических толщах, где сочетание складок нескольких порядков весьма обычно¹.

4. В заключение необходимо остановиться на так называемых «обратных складках волочения» — понятии, впервые введенном, по-видимому, Р. Шроком (1950) и затем примененном при описании структуры в некоторых районах развития метаморфических толщ (Шуркин и др., 1962; Чесноков, 1966, Palmquist, 1967). Основной их особенностью считается наклон осевых поверхностей, противоположный обычным складкам волочения: не к замку антиклинали, а от замка. Предполагается, что

¹ Автор сознательно не касался вопроса о том, почему одновременно возникают складки разных порядков (об этом см. Ramberg, 1963₁), имея целью лишь показать, почему многие авторы склонны называть более мелкие складки складками волочения. Не рассматривались также случаи применения термина «складки волочения» для других механизмов складкообразования, не имеющих ничего общего с обычно вкладываемым в этот термин содержанием (см., например, у А. В. Долицкого, 1962).

они «образуются в диапировых складках при преобладании радиально направленных тектонических сил, когда каждый лежащий ниже слой скользит вверх к замку антиклинали по подошве лежащего выше слоя» (Чесноков, 1966)¹. Это определение сопровождается рис. 5, на котором сделаны дополнения, показывающие непригодность такого объяснения.

Чтобы убедиться в этом, отложим от шарнира складки по поверхности пластов *A* и *B*, ограничивающих пластичную пачку, равные расстояния *ab* и *a'b'*. Если считать, что длина этих пластов не изменялась при складкообразовании, то при первоначально горизонтальном залегании слоев линия *bb'* была перпендикулярной к напластованию. Относительное смещение точек слоя *A* по сравнению со слоем *B* в сторону замка складки, предполагаемое гипотезой «обратных складок волочения», означает, что ранее прямой угол *abb'* должен стать тупым. Однако какие бы соотношения изгибов внутреннего слоя *A* и внешнего слоя *B* мы ни придумали, как бы ни уменьшали в своде складки мощность пачки между слоями *A* и *B*, угол *abb'* всегда будет острым, а не тупым. Иначе говоря, ни при каких условиях (кроме случая диапирового протыкания) материал нижележащего слоя не будет «скользить вверх к замку антиклинали по подошве вышележащего слоя».

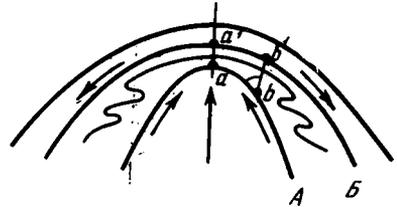


Рис. 5. Схема предполагаемого способа образования обратных складок волочения по С. В. Чеснокову (1966), с дополнениями

Отчего же возникают «обратные складки волочения»? Скорее всего, они просто не существуют, и само понятие о них основано на недоразумении. Если пространственные взаимоотношения мелких складок с крупными, которые предполагаются для обычных «складок волочения», наблюдаются очень часто в самых разнообразных условиях, то указания на «обратные складки волочения» встречаются редко. Их примеры относятся к областям развития метаморфических толщ, испытавших неоднократную складчатость, и не отмечались в толщах, где была заведомо одна складчатая деформация. Никто не дает фотографий таких складок, не допускающих иного толкования. Чаще всего к выводу об «обратных складках волочения» приходят путем сопоставления наблюдений на отдельных, не связанных обнажениях. Совершенно очевидно, что в толщах, испытавших несколько складчатостей различного плана, на крыльях более поздней складки можно встретить более ранние складки, ориентированные таким образом, что их легко принять за обратные складки волочения. Хорошие примеры этого приведены Дж. Рамзеем (Ramsay, 1962, 1963).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели два механизма складкообразования, которые, как считают, имеют существенное значение в формировании складчатой структуры геосинклинальных областей. Анализ морфологии и предполагаемого механизма образования складок скалывания показывает, что говорить о существовании их как некоторой разновидности подобных складок, широко распространенных и однообразно заполняющих значительные пространства, нет никаких оснований. Дело не только в том, что практически нет складчатых структур, в которых складки обладали бы геометрическими свойствами, вытекающими из предполагаемого механизма образования складок скалывания; не менее важно и то, что осуществление этого механизма в достаточно широких масштабах вообще физически нереально.

¹ Сходное объяснение дает Г. Вильсон, который считает их результатом «опережающего движения ядра складки» (Wilson, 1961)

В той же мере неприемлемы объяснения, которые даются образованию как «обычных», так и «обратных» складок волочения, поскольку относительные смещения пластов в крупных складках не могут сами по себе вызвать удлинения этих пластов, необходимого для образования складок волочения. Практическое правило для определения направления выпуклости прилежащих более крупных складок по наклону мелких складок на крыле крупной справедливо, но связано оно не с существованием «складок волочения», а с тем, что в складчатой структуре и более крупные, и осложняющие их более мелкие складки того же возраста имеют обычно приблизительно параллельные осевые поверхности.

Следует отказаться от употребления терминов «складки скальвания» и «складки волочения» при описаниях структуры, так как вкладываемый в них генетический смысл не соответствует тем процессам, которые в действительности происходят в природе.

Две рассмотренные гипотезы механизма складкообразования кажутся совершенно различными. Однако в основе своей они имеют существенное сходство: обе они являются безуспешными попытками объяснить, хотя бы для некоторых случаев, образование полной (голоморфной) складчатости, не прибегая к предположению о сокращении площади, которую занимали ранее недислоцированные слои.

Литература

- Белоусов В. В. Типы складчатости. Сов. геология, № 8, 1945.
Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. Сов. геология, № 1, 1958.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1962.
Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1949.
Бойновский-Кригер К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1966.
Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклиория). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, т. 38, № 4, 1963.
Долицкий А. В. Механизмы образования мелких складок и их генетические типы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1962.
Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, т. 6. Изд-во АН СССР, 1949.
Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. В кн. «Вопросы структурной геологии». Изд-во иностр. лит., 1958.
Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Хиллс Е. Очерки структурной геологии. Изд-во иностр. лит., 1954.
Чесноков С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклиория. Докл. АН СССР, т. 167, № 4, 1966.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во иностр. лит., 1950.
Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962.
Эз В. В. О некоторых закономерностях механизма образования полной складчатости. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5—6, 1958.
Эз В. В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. Геотектоника, № 3, 1955.
Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклиория Южного Урала. Изд-во «Наука», 1965.
Carey S. W. The rheid concept in geotectonics. Geol. Soc. Australia J., v. 1, 1954.
Closos E. Experimental analysis of fracture patterns. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 66, No 3, 1955.
Donath F. A., Parker R. B. Folds and folding. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, № 1, 1964.
Edelman N. Structural studies in the western part of the Skellefte district, Northern Sweden. Geologiska Fören. Stockholm Förhand., v. 85, 1963.
Gillot J. E. Structural geology of the Manx Slates. Geol. Mag., v. 93, No. 4, 1956.
King B. C., Rast N. Tectonic styles in the Dalradians and Moines of parts of the Central Highlands of Scotland. Proc. Geol. Assoc. London, v. 66, p. 3, 1956.
Palmquist J. C. Structural analysis of the Horn area, Bighorn mountains, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 78, No. 2, 1967.
Pumpelly R., Dale T., Wolff J. Geology of the Green Mountains in Massachusetts. U. S. Geol. Surv. Monogr., No. 3, 1894.

- Ramberg H. Evolution of drag folds. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 2, 1963.
- Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds. *Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala*, v. 42, No. 4, 1963.
- Ramsay J. G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geol.*, v. 70, № 4, 1962.
- Ramsay J. G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. «The British Caledonides». Edinburgh—London, 1963.
- Schroeder E. Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen. Ak. Verlag, Berlin 1966.
- Sitter L. U. de. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnb.*, v. 20, No. 8, 1958.
- Talbot J. L. Crenulation cleavage in the Hunstückschiefer of the middle Moselle region. *Geol. Rundschau*, B. 54, H. 2, 1965.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 1963.
- Voll G. New work of petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geol., J.*, v. 2, p. 3, 1960.
- Williams E. The deformation of confined incompetent layers in folding. *Geol. Mag.*, v. 98, No. 4, 1961.
- Wilson G. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologists in the field. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 84, bull. No. 9/10, 1961.
- Wynne-Edwards H. R. Flow folding. *Amer. J. Sci.* v. 261, No. 9, 1963.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
10 мая 1967 г.

УДК 551.24 + 552.3 (571.51)

М. Н. БЕЛЯНКИНА**СВЯЗЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ
СО СКЛАДЧАТЫМИ СТРУКТУРАМИ В БАЙКАЛИДАХ
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

В статье рассматриваются различные генетические типы гранитоидных формаций рифейского возраста Енисейского кряжа, приводится их петрохимическая характеристика. Большая часть статьи посвящена соотношению в пространстве и во времени складкообразовательных движений байкальского цикла и процессов гранитообразования.

Процессы гранитообразования уже давно вызывают большо. интерес у широкого круга геологов различных специальностей, поскольку они в значительной степени определяют становление континентальной коры и металлогению ее верхних, доступных изучению горизонтов. Проблема гранитоидного магматизма особенно его связи с тектоническими структурами, остается одной из наиболее актуальных в геологии и для своего решения требует новых исследований в различных направлениях.

Среди верхнедокембрийских гранитоидов, приуроченных к рифейскому разрезу Енисейского кряжа, выделяются три разновозрастные формации, отличающиеся по своему генезису, структурному положению, отношению к складчатым формам и геотектоническим условиям образования, — гранитно-гнейсовая формация (Посольненский комплекс), вулканно-плутоническая (Глушихинский, Согренский и Пороженский комплексы) и формация гранитоидных батолитов (Татарско-Аяхтинский комплекс).

Формация гранитных батолитов представляет собой многофазный комплекс с хорошо развитыми фациями экзо- и эндоконтактов и жильной серией нескольких этапов (Петров, Решетова, 1967). К ней относятся крупные (от 150 км² до 900 км²) анизотропные плутоны, в контактовых ореолах которых развиты высокотемпературные кристаллические сланцы, роговики, зоны инъекционных гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов. Крупные гранитоидные массивы главной интрузивной фазы имеют характер конформных батолитов или лополитов.

Состав формации изменяется во времени от диоритов и кварцевых диоритов через адамеллиты (главная интрузивная фаза) до гранодиоритов и мусковитовых гранитов (фаза дополнительных интрузий). С гранитами каждой из этих фаз связан определенный тип контактового метаморфизма, что определяет его многофациальность.

Гранитоиды различных фаций батолитовой формации по петрохимическим особенностям отвечают, в целом, щелочно-земельной группе с колебаниями от пересыщенных кремнеземом и бедных щелочами до пород пльумазитового ряда слабо пересыщенных глиноземом. Для всех разновидностей гранитоидов характерны преобладание натрия над калием и повышенная магnezиальность, особенно для эндо- и экзоконтактовых фаций (гранито-гнейсов, порфиروبластовых гнейсов, мигматитов и граносиенитов), что указывает на высокотемпературные условия их образования (Ramberg, 1951). Фигуративные точки составов гранитов различных фаз

и фаций на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого ложатся на вариационную линию кристаллизации известково-щелочной магмы ряда базальт — риолит (Петров, Решетова, 1967; Белянкина, 1968). Проекция составов гранитоидов батолитовой формации на диаграмме Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла (рис. 1) располагаются или в поле «нормальных» анхизвтектических гранитов или группируются около точки минимума при давлении воды $\sim 500 \text{ кг/см}^2$, что свидетельствует о магматической природе гранитов, часть которых формировалась в относительно «сухой» системе при повышенной температуре (Bowen, 1954; Tuttle, 1955).

Гранито-гнейсовая формация представляет собой единый ряд фаций метаморфических и гранитизированных пород от филлитов и слюдяных кристаллических сланцев до гранито-гнейсов и гранитов, связанных друг с другом постепенными переходами и образующих единую парагенетическую ассоциацию. Петрохимическое изучение гранито-гнейсовой формации показало, что ее образование связано с единым процессом метасоматической гранитизации геосинклинальных толщ, в результате инфильтрационного воздействия на них щелочных растворов (Белянкина, Долгинов, 1963). Состав конечных продуктов этого процесса (гранито-гнейсов, гранитов и микроклинитов) резко отличается от состава эвтектических гранитов батолитовой формации в сторону обогащения их калием и глиноземом. Для них характерно преобладание калия над натрием во всех стадиях замещений, независимо от первичного литологического состава вмещающих осадочных пород (последний сказывается лишь на концентрации CaO , MgO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и отсутствие закономерной связи между основными петрохимическими параметрами.

Проекция нормативных составов пород гранито-гнейсовой формации на фазовой диаграмме $\text{LQ}-\text{Ab}-\text{Or}-\text{H}_2\text{O}$ (Bowen, 1954; Tuttle, 1955) (см. рис. 1) образуют рой точек вне поля составов «нормальных» гранитов, значительно отклоняясь в сторону кристаллизации ортоклаза, частично соответствуя точке тройной эвтектики при давлении $\text{H}_2\text{O} \geq 4000 \text{ кг/см}^2$, что указывает на большую роль водной фазы и пересыщенность калия в ее формировании, которое происходило в условиях низких температур.

Парагенетический анализ минеральных фаз различных фаций гранито-гнейсовой формации (Белянкина, 1968) позволяет отнести их к ряду: фация зеленых сланцев — эпидот амфиболитовая субфация. Низкотемпературный характер фаций подчеркивается малой железистостью феррических минералов, упорядоченной фазой щелочного полевого шпата (Марфунин, 1956), низким содержанием Na (около 10%) в микроклинах, что соответствует по Барту $t \sim 350-400^\circ$ (Barth, 1956).

Анализ соотношения изотопов кислорода в различных фациях (Донцова, Миловский, 1966) показал закономерное уменьшение $\delta\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$, ‰ от 15,2 до 8,4 при переходе от филлитов к гранито-гнейсам в пределах

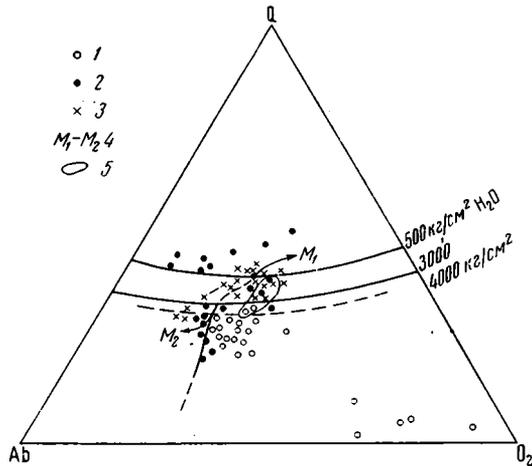


Рис. 1. Диаграмма составов рифейских гранитов в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (по Боуэну и Таттлу):

1 — гранито-гнейсовая формация; 2 — вулканоплутоническая; 3 — батолитовая; 4 — точки тройной эвтектики при различных $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$

локальной единой зоны метасоматической гранитизации первичных пелитовых осадков (рис. 2). Увеличение содержания легкого изотопа кислорода в процессе гранитизации наряду со значительным привнесом калия и элементов редкоземельной группы свидетельствует о глубинном мантийном источнике щелочных растворов, имеющих вероятно «сквозьмагматический» характер (Коржинский, 1952, 1966). Все эти данные позволяют наметить новый формационный тип — гранито-гнейсовую формацию зеленосланцевой фации, существенно отличающуюся от ряда мигматитовых формаций, выделенных Ю. А. Кузнецовым (1964).

Вулкано-плутоническая формация включает в себя эффузивные, экзрузивные, жерловые и интрузивные (субвулканические и гипабиссальные) фации, которые характеризуются однотипным минералогическим и химическим составом и одинаковым комплексом микроэлементов и отличаются лишь по структурно-текстурным признакам, отражающим термодинамические условия их образования. Собственно гранитоидные массивы этой формации размером от 5 км² до 100 км² слагают центральные части крупных лавовых комплексов и связаны с последними постепенными переходами через гранофировые и гранит-порфировые разности. Петрохимические особенности субвулканических и гипабиссальных гранитоидов (как и ассоциирующих с ними вулканитов) определяются резкой пересыщенностью пород глиноземом и кремнеземом, богатством щелочей, преимущественно калием, высокой железистостью. Эти же петрохимические особенности характерны для всех вулканических комплексов (вплоть до основных и ультраосновных) приуроченных к тем же структурным зонам, что и вулкано-плутоническая формация. На векторной диаграмме Н. А. Заварицкого фигурирующие точки составов пород данной формации

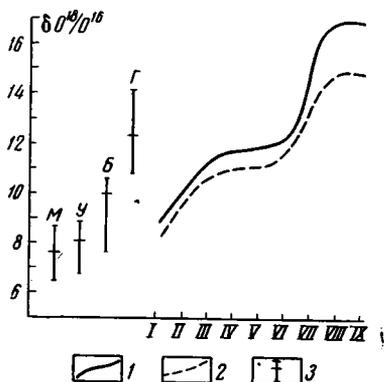


Рис. 2. Изменение $\delta O^{18}/O^{16}$ ‰ при гранитизации глинистых пород (р. Гаревка):

1 — кривая изменения δ по кварцу; 2 — кривая изменения δ по кварцам из пород; 3 — изотопный состав кислорода: М — метеоритов, У — ультраосновных, Б — базальтов, Г — гранитов (значения взяты по данным Донцовой, 1964). I — крупнозернистый гранит; II — пегматоидный гранито-гнейс; III — очковый гнейс; IV — порфиробластовый мигматит; V — среднезернистый гнейс; VI — микрогнейс; VII — биотито-гранатовый сланец; VIII — биотито-хлоритовый сланец; IX — филлит

вместе с основными вулканогенами образуют единую вариационную кривую, отвечающую кристаллизации специфической высокоглиноземной магмы, выделенной Х. Куно на примере лав Японии, ряда высокоглиноземистый базальт — риолит (Куно, 1960). Гранитоиды и комагматичные им кислые эффузивы вулкано-плутонической формации на диаграмме Боуэна и Таттла (см. рис. 1) располагаются вдоль «термической долины», отвечая наиболее эвтектическим составом гранитов. Часть попадает в поле «нормальных» гранитов (порфировидные разности крупных субвулканических тел), а лавовые комплексы (кварцевые порфиры и фельзиты) — в поле кристаллизации кварца, отвечая наиболее «сухим» системам.

Батолитовая, гранито-гнейсовая и вулкано-плутоническая формация пространственно разобщены между собой и приурочены к различным крупным структурным элементам байкальского мегантиклинория Енисейского кряжа. Гранитные массы батолитовой формации располагаются в области Центрального антиклинория, образовавшегося вдоль границы между мио- и эвгеосинклинальными прогибами рифейского геосинклинального бассейна (Долгинов, 1966). Гранито-гнейсовая формация распространена в пределах Приенисейского антиклинория, возникшего во внутренней части эвгеосинклинального прогиба, между его внешней и

внутренней зонами. Вулкано-плутоническая формация развита в зонах разломов, осложняющих крылья Центрального синклинория, совпадающего в своих границах с внешней, менее прогнутой зоной эвгеосинклинали.

Батолитовая, вулкано-плутоническая и гранито-гнейсовая формации характеризуются структурными формами определенного типа, обладающими рядом морфологических особенностей.

Гранитные массивы батолитовой формации в пределах Центрального антиклинория выступают в ядрах различных по размерам (но в соответствии с величиной массивов) брахиформных антиклиналей, сложенных отложениями нижнего и среднего рифея (тейской и сухопитской серий) и характеризующихся овальными или изотермичными очертаниями в плане и пологой формой в разрезе.

Примером такой структуры является Татарско-Пенченгинская мегантиклиналь (рис. 3). Ядро ее сложено гранитами Татарского массива, окаймленного последовательно отложениями пенченгинской свиты и сухопитской серии. Граниты этого массива очень правильно (конформно) вписываются в структуру мегантиклинали, а плоскость контактов его и текстуры течения в эндо- и экзаконтактных зонах в значительной степени повторяют мелкие складчатые формы вмещающих рифейских отложений. С востока и запада она граничит с синклинориями по крупным разломам, с которыми связаны Ишимбинская (на востоке) и Верхне-Татарская (на западе) зоны смятия.

В присводовой части и на крыльях Татарско-Пенченгинской мегантиклинали рифейские отложения залегают в целом моноклинально и полого (под углами $30-35^\circ$). С приближением к Ишимбинской и Татарской зонам смятия дислоцированность разновозрастных пород увеличивается и последние образуют вдоль них сжатые складки с наклонами крыльев до $60-70^\circ$.

В принципе аналогичным образом изменяется характер залегания рифейских отложений и по простиранию описываемой структуры. Северная ее периклиналь постепенно «расщепляется» на несколько складок которые вначале имеют брахиформный характер, а затем сужаются и к долине р. Бол. Пита приобретают четко выраженную линейность. В соответствии с этим происходит и увеличение углов падения рифейских отложений от $20-30^\circ$ в присводовой части до $60-70^\circ$ на участке линейной складчатости. Такие же изменения в залегании рифейских отложений происходят и в направлении южного периклинального погружения мегантиклинали.

Таким образом, устанавливается, что Татарско-Пенченгинская мегантиклиналь (и прежде всего ее центральная часть) резко выделяется по типу дислокаций рифейских отложений от обрамляющих ее или находящихся на ее простирании складчатых зон, что дает основание говорить об индивидуальных условиях формирования ее структуры.

Сводовой части Татарско-Пенченгинской мегантиклинали соответствует строго ограниченная и резко выраженная отрицательная аномалия силы тяжести с минимумом, соответствующим указанному гранитному массиву. При этом, как и свод мегантиклинали, эта аномалия силы тяжести имеет в плане овальное очертание. Это позволяет говорить о существовании под Татарско-Пенченгинской мегантиклиналью крупного гранитного батолита («гранитного корня»), выступающего на поверхность в виде Татарского массива. Наряду с этим, конформный характер последнего свидетельствует о том, что становление гранитного плутона происходило одновременно со складчатостью облекающих его рифейских отложений. Все это дает основание связывать образование Татарско-Пенченгинской мегантиклинали с внедрением крупного гранитного батолита и относить эту структуру к разряду магматогенных тектонических форм.

Татарско-Пенченгинская мегантиклиналь возникла на месте подня-

тия, развивавшегося длительное время: со среднего рифея и до венда включительно, что устанавливается по появлению на ее крыльях и на близлежащих участках грубообломочных фаций и сокращению мощности большинства свит вплоть до выпадения некоторых из них из рифейского разреза.

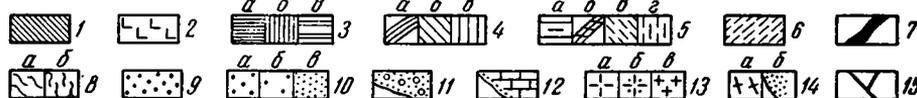


Рис. 3. Структурно-геологическая карта Татарско-Пенченгинской мегантиклинали и Ишимбинской зоны смятия (по данным К. Ш. Яркаева, А. И. Визу, 1965; Б. В. Михеева, 1966):

Тейская серия: 1 — пенченгинская свита, флишоидно-карбонатная толща; 2 — основные эффузивы. Сухопитская серия: 3 — кординская свита: а) битуминозно-хлоритовые сланцы, б) туфо-песчаники, туфогравелиты кислого состава, в) филлиты; 4 — горбилковская свита: а) пестроцветные филлиты, б) хлоритовые сланцы, в) песчано-глинистые сланцы; 5 — удерейская свита: а) филлиты, б) сланцы с пиритом, в) алевроиты с линзами песчаника, г) филлиты; 6 — погорюйская свита: ритмично-слоистая песчано-алевритовая толща; 7 — сосновская свита — пестроцветные мергели, известняки, доломиты; 8 — потоскуйская серия: а) красноцветные песчано-глинистые мергели, известняки, доломиты; б) пестроцветная глинисто-карбонатная битуминозная пачка; удоронская серия: 9 — шунтарская свита — флишоидная глинисто-карбонатная битуминозная пачка; 10 — киргатейская свита: а) флишоидная терригенно-карбонатная пачка, б) пестроцветные глинистые сланцы, в) пестроцветная песчано-глинистая пачка; 11 — тасеевская серия (V—См₁) — красноцветный комплекс: 12 — ленский ярус (См₁), платформенные отложения; 13 — граниты: а) адалеллиты, б) гранодиориты, диориты, в) щелочные и аплитовидные разности; 14 — контактово-метаморфические породы: а) гнейсы, б) роговики; 15 — разломы

Антиклинальные структуры аналогичного типа, имеющие в ядрах гранитные плутоны, распространены и в других частях Центрального антиклинория.

Таким образом, устанавливается, что большинство антиклинальных структур в пределах Центрального антиклинория имеет гранитные ядра, обрамленные зонами контактово-измененных рифейских пород. При этом характерно, что конфигурация этих антиклиналей, как правило, находится в соответствии с очертаниями гранитных плутонов, что ука-

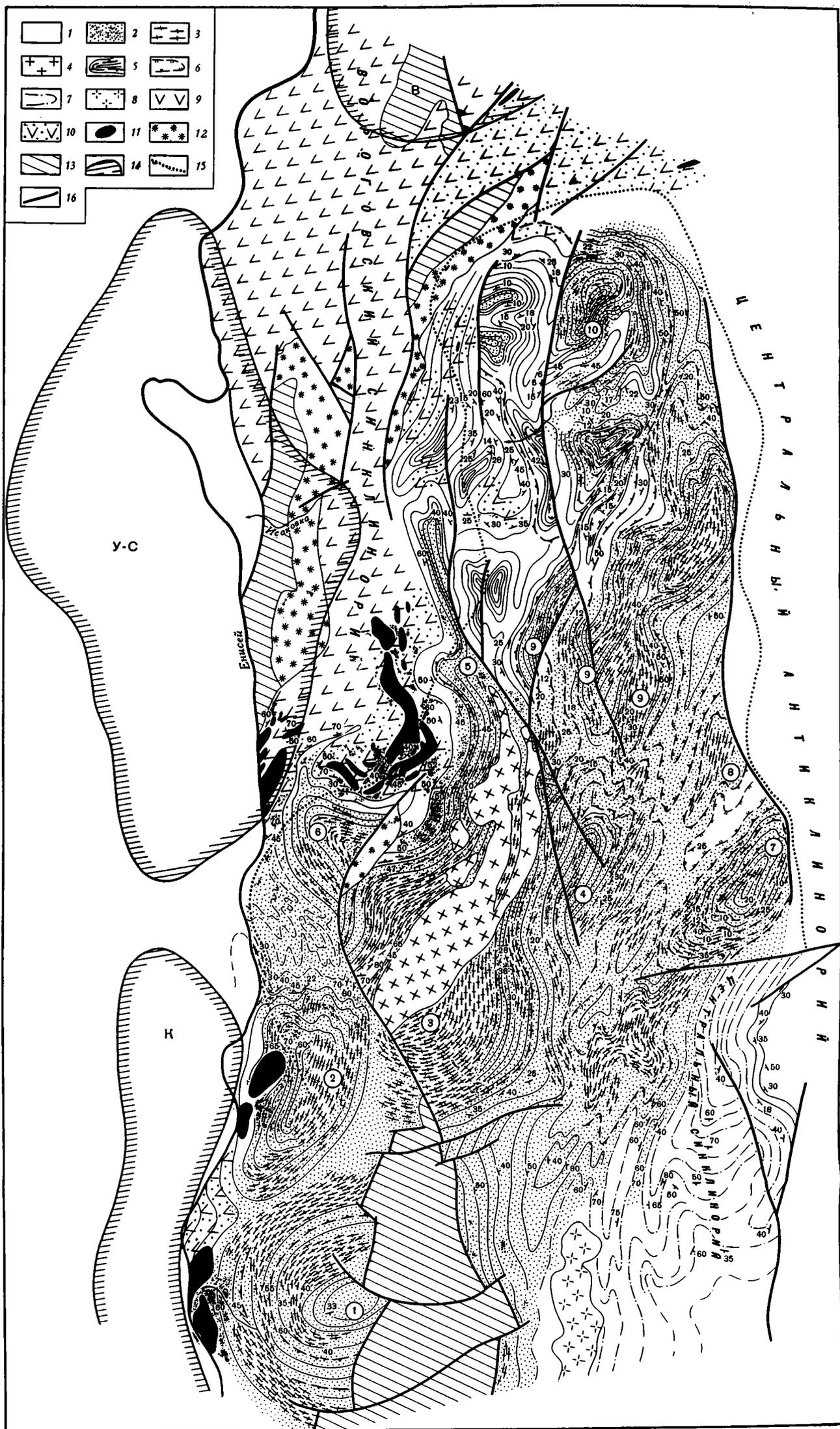


Рис. 4. Структурная схема северо-западной части Енисейского кряжа (составлена М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгиновым):

Приенисейский антиклинорий: 1 — породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 2 — метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты), густота крапа обозначает степень гранитизации; 3 — гранито-гнейсы; 4 — граниты Гаревского массива; 5 — основные простираия и падения рифейских пород; 6 — ядра межкупольных синклиналей. **Центральный синклиорий:** 7 — простираия пород; 8 — граниты вулканогенно-плутонической формации. **Вороговский синклиорий:** 9 — главная область развития вулканогенных формаций; 10 — участки развития вулканогенно-осадочных формаций; 11 — гипербазиты; 12 — орогенные формации Байкалид (R_2-V_1); 13 — платформенные отложения (См, ln); 14 — границы гравиметрических максимумов; К — касский, У — усть-сымский, В — вороговский; 15 — граница гравиметрического минимума Приенисейского антиклинория; 16 — разломы. Гранито-гнейсовые структуры (цифры в кружках): 1 — Тисский купол; 2 — Борисихинский вал; 3 — Гаревско-Остяцкий купол; 4 — Гаревско-Сурнихинский вал; 5 — Сурнихинско-Летнинский вал; 6 — Нижне-Сурнихинский вал; 7 — Верхне-Гаревский купол; 8 — Лево-Сурнихинский вал; 9 — Сурнихинско-Исаковский вал; 10 — Исаковский купол

зывает на складчатый характер последних. Об этом же свидетельствует совпадение рисунка мелкой складчатости контактовых зон гранитных плутонов, подчеркнутого кристаллизационной сланцевостью, и вмещающих метаморфизованных рифейских пород (реки Б. Пит, Чиримба, Тея).

Геофизическими исследованиями установлено, что, как и Татарско-Пенченгинской мегантиклинали, большинству антиклинальных структур Центрального антиклинория с гранитными ядрами соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести. Все эти факты свидетельствуют, очевидно, о магматогенной природе большинства положительных складчатых форм антиклинория. Поскольку именно антиклинальные формы определяют основные черты строения Центрального антиклинория, его в целом также можно рассматривать как крупную магматогенную структуру, связанную своим происхождением с внедрением гранитных батолитов.

Радиологическими методами выявлено, что становление отдельных гранитных массивов батолитовой формации в области Центрального антиклинория происходило неравномерно и чрезвычайно длительное время. Так, для некоторых из них рубидий-стронциевым, свинцово-ураноториевым и калий-аргоновым методами определены следующие ряды значений их возраста: для Каламинского 1460, 870, 850, 830, 780 млн. лет; для Аяхтинского 1230, 1015, 1100, 1000, 980, 950, 900, 895, 730, 725, 670, 650, 590, 570 млн. лет; для Тейского — 960, 930, 910, 850 млн. лет; для Татарского 1000, 876, 850, 820, 716, 650, 610, 575 млн. лет; для Ногатинского — 800, 670, 610 млн. лет (Волобуев и др., 1964, 1966).

Как можно видеть из приведенных значений радиологических измерений, становление отдельных гранитных плутонов батолитовой формации началось и закончилось в разное время. Учитывая такую неравномерность формирования конкордантных гранитных массивов можно, по-видимому, также говорить и об асинхронности развития как отдельных соответствующих этим массивам антиклинальных форм, так и всей складчатой структуры Центрального антиклинория. Большинство гранитных массивов в области Центрального антиклинория характеризуется полифациальностью. При этом отдельные фации гранитоидов, отражающие пульсационное развитие магматических очагов и последовательные фазы внедрения, имеют складчатый характер, что свидетельствует о многостадийности формирования складчатой структуры Центрального антиклинория, контролировавшейся магматическими процессами.

Гранито-гнейсовая формация развита преимущественно в зоне Приенисейского антиклинория, где она ассоциируется с отложениями среднего рифея (главным образом, потоскуйской серии). В связи с широким распространением в области Приенисейского антиклинория отложений потоскуйской серии, выполняющих также разделенные им Центральный и Вороговской синклинии, границы между этими структурами являются весьма расплывчатыми и на геологических картах могут быть проведены с большой условностью. В связи с этим Приенисейский антиклинорий выражен незначительно в складчатой структуре байкалитид и, в частности, гораздо слабее, чем Центральный антиклинорий. Вместе с этим Приенисейский антиклинорий по характеру складчатых структур и типу гравитационного поля существенно отличается от сопряженных с ним синклиниев, в связи с чем может с полным основанием рассматриваться как вполне обособленный крупный положительный тектонический элемент.

Важнейшей структурной особенностью гранито-гнейсовой формации в пределах Приенисейского антиклинория является серия куполов и валов (рис. 4) (Белянкина, Долгинов, 1965).

Среди гранито-гнейсовых куполов и валов наиболее крупными и структурно выраженными являются те из них, которые расположены на

большем удалении от троговой части эвгеосинклинальной зоны (Вороговского синклинория). Структуры, находящиеся в зоне гипербазитового пояса, сложены лишь гранитизированными породами потоскуйской серии, тогда как в ядрах структур, расположенных несколько восточнее, вскрываются также и гранитизированные породы более древней сухопитской серии. Таким образом, как при сравнении Приенисейского и Центрального антиклинория, так и на примере отдельных складчатых форм Приенисейского антиклинория, устанавливается, что процессы гранитизации, развивавшиеся в пределах эвгеосинклинального прогиба, не приводили к созданию резко выраженных структур, причем с приближением к наиболее глубоким частям этого прогиба структурообразовательная роль этих процессов закономерно уменьшалась.

Связь структуры Приенисейского антиклинория с процессами гранитизации проявляется в четкой зависимости между степенью гранитизации рифейских пород и морфологией складчатых форм. Весьма показательным примером в этом отношении может служить Гаревско-Остяцкий купол, являющийся наиболее крупной и сложно построенной структурой Приенисейского антиклинория (см. рис. 4).

Собственно куполовидное строение эта структура имеет в бассейне среднего течения р. Гаревки, где она сложена главным образом гранито-гнейсами, порфиробластовыми гнейсами (в ядре) и кристаллическими сланцами (на крыльях). Здесь купол характеризуется овальными очертаниями в плане и очень пологой формой в разрезе. В северном направлении по мере спада метаморфизма толщ этот купол распадается на несколько линейных валообразных структур. Наиболее восточный Гаревско-Сурнихинский вал, находящийся во внутренней области Приенисейского антиклинория и сложенный наиболее гранитизированными и метаморфизованными породами, характеризуется слабо выраженной линейностью и пологой формой в разрезе. Центральный Сурнихинско-Летнинский вал, проходящий на значительном расстоянии вдоль гипербазитового пояса, сложенный преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами, имеет ярко выраженный линейный характер и более крутую форму в поперечном профиле. И наконец, западный Нижне-Сурнихинский вал, вдающийся во внутреннюю область Вороговского синклинория, сложен слабометаморфизованными породами (кварцитами, филлитами и зелеными сланцами) и имеет в разрезе вид узкой антиклинальной складки с наклонами крыльев $60-70^\circ$.

Наблюдается в целом закономерное изменение строения валов по простиранию в полной зависимости от изменения степени гранитизации и метаморфизма слагающих их пород. Так, Сурнихинско-Летнинский вал в своей центральной части (р. Прав. Верхн. Сурниха) сложен глубоко измененными и гранитизированными породами сухопитской (в ядре) и потоскуйской (на крыльях) серий и в поперечном сечении имеет вид антиклинали (см. рис. 4) с наклонами крыльев $40-45^\circ$. В толщах рифейских пород здесь развита интенсивная лежащая складчатость течения. По мере движения к северо-западному периклинальному окончанию вала происходит постепенное уменьшение метаморфизма рифейских пород до кристаллических, а затем слюдяных сланцев и соответственно изменение его морфологии до узкой опрокинутой антиклинальной складки с наклонами крыльев $60-70^\circ$.

Эта общая закономерность в изменении морфологии Сурнихинско-Летнинского вала несколько усложняется в связи с приуроченностью к нему интрузивных гранитов Гаревско-Сурнихинского массива. В непосредственной близости к гранитному массиву степень дислоцированности рифейских метаморфических пород резко возрастает, и связанные с ним мигматиты, а также ранее метаморфизованные и гранитизированные рифейские породы характеризуются напряженной линейной складчатостью, которая постепенно сглаживается по мере удаления от зоны контакта.

Несмотря на интрузивный характер гранитов Гаревско-Сурнихинского массива, они не только четко вписываются в структуру Сурнихинско-Летнинского вала, но также обнаруживают складчатый характер с рифейскими породами. Их, по-видимому, следует связывать с заключительными стадиями процессов гранитизации рифейских пород, проявившимися в виде мобилизации гранитоидного вещества с последующим его перемещением в более высокие горизонты (аллохтонные граниты, по А. А. Полканову и др., 1963, и Ю. А. Кузнецову, 1964). На это указывает и постепенный переход от интрузивных гранитов Гаревско-Сурнихинского массива на участке выклинивания последнего (р. Прав. Верхн. Сурниха) через метасоматические гранито-гнейсы к гнейсам и кристаллическим сланцам.

Ранее автором было показано, что процессы гранитизации и связанные с ними процессы складкообразования в области Приенисейского антиклинория имели длительный характер (Белянкина, Долгинов, 1965). К этому следует добавить, что в развитии некоторых складчатых форм, могут быть выделены две стадии, соответствующие собственным процессам метасоматической гранитизации и процессам реоморфизма и интрузивного гранитоидного магматизма. Последние усложнили гранито-гнейсовые структуры и создали в их пределах формы, близкие по своему типу гранитным диапирам, наиболее характерным для областей докембрийской складчатости (Eskola, 1949; Holtedahl, 1952; Bart, 1956).

Гранито-гнейсовым структурам Приенисейского антиклинория свойственны определенные геофизические характеристики. Куполам и валам четко соответствуют отрицательные магнитные поля, поля повышенной гаммаактивности и локальные отрицательные гравитационные аномалии силы тяжести. Последнее свидетельствует о глубоком заложении этих структур, об их глубоких корнях. Поскольку Приенисейский антиклинорий состоит из серии гранито-гнейсовых структур, его также можно рассматривать как крупную гранито-гнейсовую положительную форму. Ему свойственны те же геофизические характеристики, которыми определяются и осложняются его гранито-гнейсовые структуры. Важнейшей особенностью Приенисейского антиклинория является то, что в его пределах поверхность «М», расположена значительно ниже, чем под сопряженными с ним синклинориями.

Специфической особенностью вулканоплутонической формации, резко отличающей ее от батолитовой и гранито-гнейсовой, является, во-первых, ее четкая структурная приуроченность к длительно развивавшимся зонам разломов и, во-вторых, отсутствие связи ее с антиклинальными складчатыми формами. Лишь отдельные крупные гранитные плутоны, типа Стрелковского массива, образуют частные антиклинальные структуры, осложняющие пологую складчатость вмещающих рифейских отложений. Для них характерны резко выраженные отрицательные аномалии силы тяжести, свидетельствующие о глубоких гранитных «корнях» под ними; в большинстве же случаев граниты данной формации являются бескорневыми.

Именно приуроченность к разломам и стратифицированный пластовый характер гранитных массивов обусловили незначительную структурообразующую роль их. Хотя, в целом, становление данной формации, по радиологическим и геологическим данным, протекало длительное время — по крайней мере с начала среднего рифея (около 1400 млн. лет) и до нижнего кембрия, конкретные гранитные массивы, относящиеся к ней, являются, как правило, однофазными и характеризуются непродолжительным периодом формирования. Последнее также обусловило незначительное участие гранитов данного формационного типа в образовании сложных, длительно развивавшихся складчатых форм.

Таким образом, основные формы связи гранитоидных формаций и тектонических структур байкальской складчатой области Енисейского

кряжа сводятся к следующему. Как и во многих складчатых областях различного возраста (Кузнецов, 1964; Кузнецов, Яншин, 1967; Штрейс, 1967), так и в пределах рассматриваемого региона главные гранитоидные формации геосинклинального цикла (батолитовая и гранито-гнейсовая) приурочены к наиболее крупным положительным элементам — антиклинориям. Гранитоиды обеих этих формаций имеют синтетектонический характер и принимают участие в строении отдельных антиклинальных структур, слагая их ядра. Процессы гранитообразования, проявившиеся как в интрузивной форме, так и в форме метасоматического замещения, играли ведущую роль в образовании складчатой структуры Центрального и Приенисейского антиклинориев, обусловив соответственно ее магматогенный и метаморфогенный характер. Подобный характер связи процессов гранитообразования с развитием антиклинальных и куполовидных структур на примерах складчатых областей различного возраста был рассмотрен рядом исследователей (Wegmann, 1935; Eskola, 1949; Белоусов, 1960; Павловский, 1962, 1965; Белянкина, Долгинов, 1965; Павлова, 1964, 1967 и др.) и в настоящее время признается большинством геологов.

Гранитообразование в пределах байкалид кряжа происходило длительное время и неравномерно, определяя аналогичный характер развития складчатой структуры антиклинориев, генетически связанной с ним.

Процессы интрузивного гранитоидного магматизма, приведшие к образованию батолитовой формации, развивались вдоль внешнего края эвгеосинклинального прогиба, и с ними было связано образование резко выраженного антиклинория с наиболее глубокими гранитными корнями. Процессы гранитизации, протекавшие во внутренней области эвгеосинклинального прогиба, привели к возникновению более пологой положительной структуры с менее глубокой корневой частью. Различная глубина гранитных корней Центрального и Приенисейского антиклинориев отчетливо выражена в гравитационном поле Енисейского кряжа. Первому из них соответствует более значительная полосовидная отрицательная аномалия силы тяжести. Приенисейский антиклинорий резко обособлен в гравитационном поле от зеленокаменного Вороговского синклинория, характеризующегося рядом положительных аномалий силы тяжести (см. рис. 4), но имеет в этом поле расплывчатую границу с западным крылом Центрального синклинория, являющимся главной зоной развития вулканоплутонической формации. Отрицательная гравитационная аномалия Приенисейского антиклинория имеет наибольшее значение в области максимального проявления процессов гранитизации рифейских толщ. Вдоль простирания антиклинория, при движении к его северному окончанию, по мере уменьшения степени гранитизации и метаморфизма геосинклинальных пород эта отрицательная аномалия силы тяжести постепенно уменьшается. Это обстоятельство также указывает на связь глубинной корневой части Приенисейского антиклинория с процессами гранитизации.

Гранитообразование началось в разных частях рифейского геосинклинального бассейна в разное время. Наиболее рано (с конца нижнего рифея) проявились процессы интрузивного магматизма вдоль границы эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон. Одновременно с этим в той же части рифейского бассейна произошло зарождение геосинклинального поднятия, унаследованно развивавшегося до конца рифея, т. е. до конца геосинклинального этапа развития байкальских структур. Процессы гранитизации во внутренней части эвгеосинклинального бассейна начались позже, во второй половине среднего рифея, и соответственно позже здесь произошло образование геоантиклинального поднятия, преобразовавшегося в конечном итоге в Приенисейский антиклинорий.

Данные радиогеохронометрии указывают на то, что наиболее активное гранитообразование в указанных зонах происходило во второй поло-

вине среднего рифея и в начале верхнего рифея (в период накопления потоскуйской и удоронгской серий). В это же время произошло наиболее резкое обособление в геосинклинальном бассейне поднятий и прогибов. Все это указывает на тесную связь развития положительных геотектонических элементов байкальской складчатой области с процессами гранитообразования.

Наряду с длительным проявлением в зонах геоантиклинальных поднятий процессов гранитообразования, в прогибах эвгеосинклинальной зоны происходило образование магматических формаций основного и среднего составов (Белянкина, Долгинов, 1965). Это привело в конечном итоге к образованию латеральных рядов гранитоидных и вулканогенных формаций. Понятие о таких рядах было введено Н. А. Штрейсом главным образом на основании исторического анализа геосинклинальных комплексов некоторых складчатых областей (Штрейс, 1967, 1968). Их существование установлено в пределах Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963), Урала (Штрейс, 1951), Срединного Тянь-Шаня (Штрейс, 1968), Сихотэ-Алиня (Изох, 1965). Байкалиды Енисейского кряжа могут служить прекрасным объектом для изучения условий и особенностей образования этих рядов.

Различные гранитоидные формации обнаруживают генетическое родство с вполне определенными типами магматических и прежде всего вулканогенных формаций основного и среднего состава, с которыми они образуют латеральные и вертикальные генетические формационные ряды. Эти ряды характеризуют как развитие отдельных структур геосинклинальных систем, так и последовательные стадии геосинклинального процесса. Так, Э. П. Изохом на примере Сихотэ-Алиня, Северного Вьетнама, мезозойд северо-востока СССР выделены два ряда магматических формаций: гипербазит-габбро-гранитный (высокоглиноземистые граниты) и габбро-гранодиорит-гранитный, отражающие различные условия магмообразования (подкорового или внутрикорового) и вертикальной миграции магматических очагов (Изох, 1965). Наиболее полно этот вопрос разработан в трудах Ю. А. Кузнецова, который выделил ведущие ряды магматических формаций и показал их связь с крупными тектоническими структурами (Кузнецов, 1964).

В строении байкалид Енисейского кряжа принимают участие три латеральных ряда формаций: в пределах троговой части эвгеосинклинали и сопряженного с ней Приенисейского антиклинория — гипербазит-базальт (габбро) — гранито-гнейсовый (высокоглиноземистые щелочные граниты) ряд; в краевой внутренней части внешней зоны эвгеосинклинали — ряд высокоглиноземистый базальт — риолит (субвулканические высокоглиноземистые граниты), во внешней части эвгеосинклинали и прилегающей к ней миеосинклинальной зоне (Центральный антиклинорий) развит известняково-щелочной ряд. При этом характерно, что основные и ультраосновные члены рядов приурочены к длительно развивавшимся прогибам, а кислые — к сопряженным с ними поднятиям. Единство членов каждого из этих рядов определяется не только синхронностью их формирования, однотипностью петрохимических особенностей, отражающих общность магматических очагов, но и определенным структурным положением. Так, например, наблюдается четкая пространственная связь между зоной максимального проявления основного и ультраосновного магматизма в троговой части эвгеосинклинального прогиба и зоной гранитизации. Последняя, по геологическим и геофизическим данным, вырождается там же, где происходит выклинивание габбро-диабазовой и гипербазитовой формаций эвгеосинклинального трога (Белянкина, Долгинов, 1965).

Выделенные генетические типы латеральных рядов магматических формаций отражают существенно различные процессы, идущие в подкорковых частях геосинклинальных зон, тогда как единство членов в пре-

делах рядов обусловлено общностью процесса магмаобразования в каждой из этих зон.

Наиболее дискуссионным до настоящего времени является вопрос о происхождении кислых членов магматических рядов, в том числе и гранитов. Одни исследователи считают их продуктами кристаллизации кислой магмы (Bowen, 1954; Tuttle, 1955; Горшков, 1964), другие связывают их образование с процессами магматического замещения (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964; Кузнецов, Яншин, 1967), третьи — с палингенезом и анатексисом осадочно-метаморфического слоя в глубоких зонах земной коры (Менерт, 1963; Winkler, Platen, 1961; Штейнманн, 1963 и др.). Однако ряд исследователей указывают на гетерогенную природу гранитов. Так, А. А. Полканов, исследуя фазовый состав докембрийских гранитов Балтийского щита, пришел к выводу о магматической природе большинства гранитоидных комплексов и незначительном развитии анатексисных и метасоматических гранитов (Полканов, 1963). Однако, независимо от взглядов на условия образования гранитных формаций, большинство петрологов и геологов связывают формирование последних с внутрикоровыми процессами, и лишь некоторые исследователи (Грин, Рингвуд, 1968) рассматривают кислые магмы как ювенильные, подкоровые. О подкоровой природе кислых магм островных дуг западной части Тихого океана свидетельствуют работы Г. С. Горшкова (1964). Таким образом, в настоящее время можно говорить о различных физико-химических процессах, ведущих к образованию генетических типов гранитоидов.

Эта закономерность четко устанавливается на примере гранитоидных формаций Енисейского кряжа. Образование гранито-гнейсовой формации, являющейся членом гипербазит-базальтового ряда, обусловлено, по-видимому, процессами фракционной кристаллизации по типу «зонной плавки» вещества мантии (Виноградов, 1962), при которой, как показали работы А. А. Ярошевского происходит концентрация щелочных, редкоземельных элементов, а также кремния и алюминия в легкоплавком остатке при плавке метеоритов и кристаллизации пород, отвечающих перидотиту и основному толеиту (Ярошевский, 1964). Эти легкоплавкие щелочные компоненты являются источниками «сквозьмагматических» растворов (Коржинский, 1952, 1966), вызывающих процессы гранитизации. В пользу подобного допущения свидетельствует не только щелочная природа этих процессов, но и характер изменения изотопного отношения кислорода при гранитизации осадочных толщ (см. рис. 2), отвечающего в гранито-гнейсах изотопному отношению, характерному для основных и ультраосновных пород.

Образование известково-щелочного ряда (базальт—андезит—гранит) внешней более стабильной зоны байкалид кряжа, по-видимому, обусловлено глубинным процессом фракционной кристаллизации основной магмы состава толеита в условиях больших давлений (30 кбар, что отвечает глубине ~ 150 км), при которых, как показали эксперименты Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда, наиболее низкоплавкой является магма андезитового состава в сухих условиях или дацита и риодацита (гранодиорита или адамеллита) в присутствии водной фазы (Грин, Рингвуд, 1968). По данным этих исследователей, образование магм известково-щелочного ряда обусловлено частичным плавлением эклогита в глубинных зонах и поэтому характерно только для относительно стабильных участков геосинклинальных областей, в которых уже была создана достаточно мощная земная кора. Именно эти условия определяют специфику ряда — отсутствие гипербазитовых членов его. Таким образом, процесс образования гранитоидов данного ряда, в частности батолитовых формаций, был обусловлен сочетанием двух мантийных процессов — выплавлением андезит-дацитовых магмы и воздействием щелочных сквозьмагматических растворов.

Условия образования ряда высокоглиноземистый базальт — риолит — высокоглиноземистый гранит, по данным Х. Куно, Т. Х. Грина, А. Е. Рингвуда, обусловлены фракционной кристаллизацией оливнивого базальта или частичного плавления мантии на глубинах около 30 км при значительном участии водной фазы (Купо, 1960; Грин, Рингвуд, 1968), т. е. этот ряд формаций по условиям образования занимает промежуточное положение между рассмотренными выше рядами.

Таким образом, рассмотренные гранитоидные формации отражают различные физико-химические условия магмаобразования в подкорковых частях отдельных зон геосинклинальной складчатой области и являются тем самым индикатором процессов, идущих в верхней мантии. Они характеризуют развитие отдельных блоков земной коры, ограниченных зонами глубинной проницаемости (глубинные разломы в понимании А. В. Пейве, 1956). Последнее доказывается не только геологическими, но и геофизическими данными и в первую очередь глубинным сейсмическим зондированием (Крылов и др., 1967).

Следовательно, возникновение латеральных рядов магматических формаций и тектонических структур, в пределах которых они локализируются, является одним из наиболее ярких выражений сущности геосинклинального развития и связано с дифференциацией единого глубинного процесса в более высоких горизонтах тектоносферы.

Литература

- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. Вестн. Моск. ун-та, № 5, 1960.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геол., № 6, 1963.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Структура рифея в северо-западной части Енисейского кряжа. Геотектоника, № 2, 1965.
- Белянкина М. Н. Петрология гранито-гнейсовой формации рифея Енисейского кряжа. Бюл. Мос. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1968.
- Виноградов А. П. Зональная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. Геохимия, № 3, 1962.
- Волобуев М. И., Зыков С. И. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов Саяно-Алтайской складчатой области. Тр. XIII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во «Наука», 1966.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. В сб. «Химия земной коры» Т. II, Изд-во «Наука», 1964.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Петрология верхней мантии. Изд-во «Мир», 1968.
- Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопная характеристика метаморфических горных пород. Симпозиум по применению стабильных изотопов в геологии (тезисы докладов). М., 1966.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 2, 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Марфунин А. С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах. Сов. геология, № 7, 1956.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 67, 1963.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутуау. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 101, Изд-во «Наука», 1964.
- Павлова Т. Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. Геотектоника, № 3, 1967.

- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В. Новое о тектонике Пиренеев. Геотектоника, № 5, 1965.
- Петров С. Г., Решетова С. А. Геология и петрография Татарско-Аяхтинского и Глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», Изд-во «Недра», 1967.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Полканов А. А., Масленников В. А., Глебова-Кульбах О. Г., Шуржин К. А. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. В сб. «Химия земной коры», т. 1, Изд-во «Наука», 1963.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. В кн. «Тектоника СССР», т. 3, Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма и складчатости. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Тез. совещ. Тектонического комитета при ОНЗ АН СССР, 1967.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. Докл. сов. геол. на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. Изд-во «Наука», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? Сов. геология, № 11, 1963.
- Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. В сб. «Химия земной коры», т. II, Изд-во «Наука», 1964.
- Barth T. F. W. Studies in gneiss and granite. Skr. Norske Vidensk.—Akad. Oslo, I, Mat. Nat. Kl., № 1, 1956.
- Bowen N. L. Experiment as an aid to the understanding of the natural world. Proceed. Nat. Sci., v. 106, 1954.
- Eskola P. The Problem of Mantled Gneiss Domes, Quart. Geol. Soc. London, v. 104, 1949.
- Holtedahl O. The structural history of Norway and its relation to Great Britain. Quavt. Geol. Soc., London, v. 108, pt. 1, 1952.
- Kuno H. Higt-alumina basalt. S. Petrol. № 1, 1960.
- Tuttle O. F. L'origine et la classification des granites a la lumiere des études experimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O Sci de la Terre, Nancy, 1956.
- Wegmann S. E. Zur Detrung der Migmatite. Geol. Rundschau, B. 26, H. 1/2, 1935.
- Winkler H. G. F., Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 24, № 1, 2, 3, 4, 1961.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
6 августа 1968 г.

УДК 551.24 (574.4)

М. К. БАХТЕЕВ, Н. И. ФИЛАТОВА

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ЭТАПА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Из сравнения формационных рядов отдельных структурных элементов Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы следует, что конечные стадии геосинклинали развития этих элементов протекали по-разному. Это проявляется прежде всего в различной длительности заключительного этапа, который в Токрауском синклинии начался на рубеже раннего и среднего виле, в Бороталинском, Северо-Джунгарском синклиниях и Центрально-Джунгарском антиклинории — в среднем карбоне, в Балхашском антиклинории — в ранней перми. Кроме того, эти различия проявляются в характере перехода от главного геосинклинали этапа к заключительному: если на территории Джунгарии заключительный геосинклинали комплекс в структурном отношении резко отделен от главного геосинклинали, то в Северном Прибалхашье он обладает чертами преемственности и тесно связан с ним в структурном отношении.

Джунгаро-Балхашская геосинклинали система, как это вытекает из результатов исследований многих геологических организаций Москвы, Ленинграда и Казахстана, имеет сложное строение. Она состоит из ряда чередующихся антиклинориев и синклинориев, которые характеризуются длительной историей формирования, существенно различной для отдельных структурных элементов. В настоящее время можно считать установленной определенную этапность в развитии геосинклинали систем. Так например, М. В. Муратов (1963) в истории формирования геосинклинали систем выделяет начальный, главный геосинклинали и заключительный (или орогенный) этапы. Последний, по мнению А. А. Болданова (1959, 1965) и М. В. Муратова (1963), начинается после проявления складчатости, завершающей главный геосинклинали этап. Другие исследователи (Моссаковский, 1965; Хаин, 1964; Херасков, 1965) к раннеорогенной стадии склонны относить формации, образующиеся перед проявлением этой складчатости. Всем трем этапам формирования геосинклинали систем соответствуют определенные структурно-литологические комплексы, изучая которые, можно воссоздать историю развития отдельных участков земной коры.

В палеозойских структурных элементах Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы вскрыты два разновозрастных комплекса — главный геосинклинали и заключительный (рис. 1). Разделение их в общем случае основано на наличии крупного несогласия (нередко структурного) в основании заключительного комплекса, на формационных различиях, а также на различиях пликвативных нарушений в пределах обоих комплексов. Однако в отдельных случаях эти признаки выражены лишь частично.

Задачей настоящей статьи является рассмотрение характера перехода от главного геосинклинали этапа к заключительному, а также особенностей этого заключительного этапа геосинклинали развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы на примере Токрауского, Бороталинского, Северо-Джунгарского синклинориев, Бал-

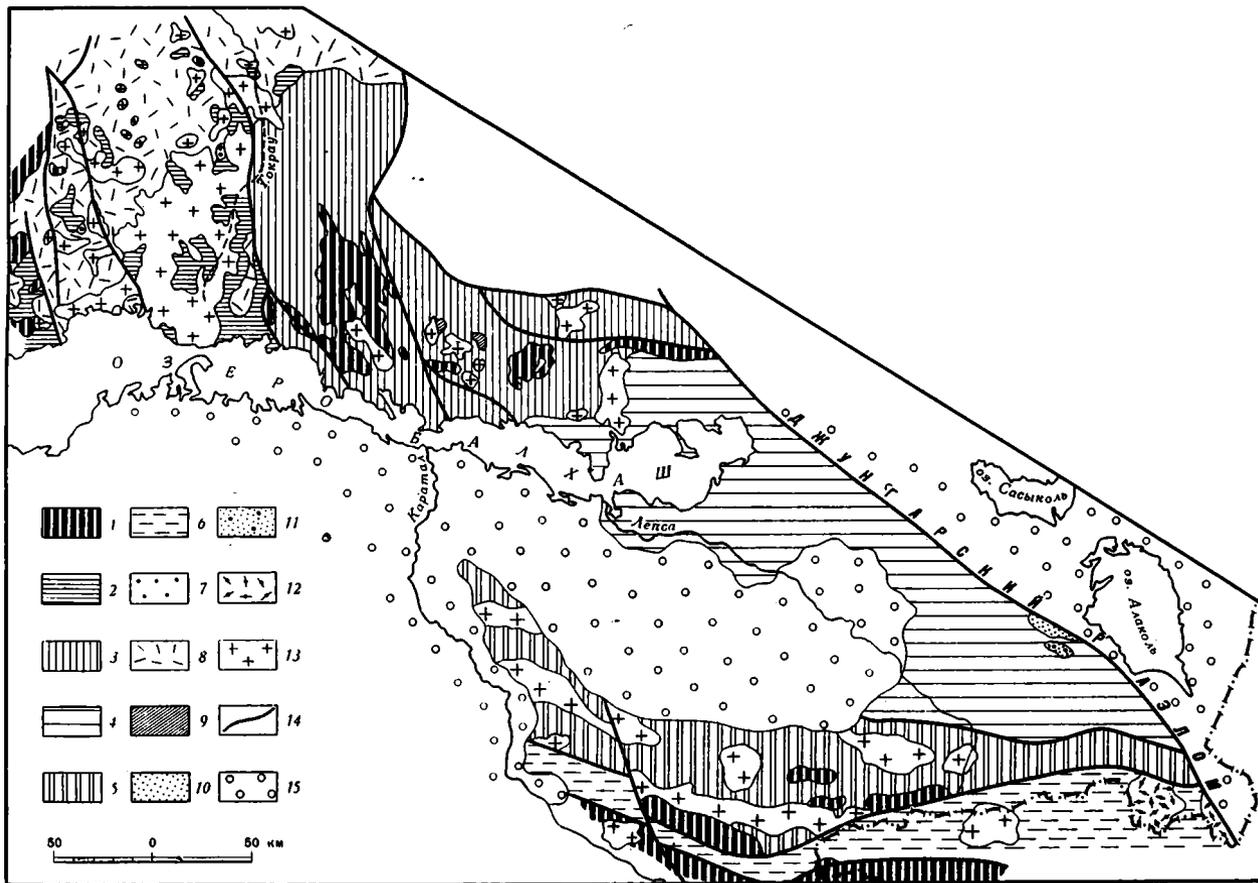


Рис. 1. Схема размещения образований главного геосинклинального и заключительного комплексов Северного Прибайкалья и Джунгарского Алатау.

Главный геосинклинальный комплекс: 1—выступы каледонского структурного этажа—линейные складки в нижнепалеозойских формациях, куполовидные интрузивные массивы; герцинский структурный этаж—линейные и брахiformные складки; 2—Токрауский синклиорий, алеврито-песчаниковая и терригенно-вулканогенная формация девонского—нижнекаменноугольного возраста; 3—Балхашский антиклиорий, алеволито-песчаниковая формация силурийского-нижнепермского возраста; 4—Северо-Джунгарский синклиорий, песчано-сланцевая, кремнисто-вулканогенная и алеволито-песчаниковая формации силурийского-среднекаменноугольного возраста; 5—Центрально-Джунгарский антиклиорий, песчано-сланцевая и карбонатно-терригенная формации силурийско-нижнекаменноугольного возраста; 6—Бороталинский синклиорий, песчано-сланцевая, терригенно-кремнисто-вулканогенная и терригенно-карбонатная формации силурийского-среднекаменноугольного возраста. Заключительный геосинклинальный комплекс—брахiformные складки: 7—конгломерато-песчаниковая формация средневишнейского возраста; 8—порфировая формация верхневизейского—нижнепермского возраста; 9—порфировая формация нижнепермского (?) возраста; 10—песчаниковая формация московского возраста; 11—песчаниковая формация артинского возраста; 12—порфировая формация верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста; 13—верхнепалеозойские гранитоидные интрузии; 14—разрывы; 15—эпиплатформенные межгорные впадины с плиоцен-нижнечетвертичной молассой

хашского и Центрально-Джунгарского антиклинориев. В основу статьи положены материалы, собранные авторами при геологических исследованиях в составе Казахской экспедиции МГРИ и экспедиции № 9 ВАГТ в пределах Северного Прибалхашья и Джунгарского Алатау.

В строении рассматриваемых частей Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы принимают участие нижне-, средне- и верхнепалеозойские отложения. Они образуют формационные ряды (рис. 2), строение которых различно для каждого из упомянутых выше структурных элементов, причем различие это особенно резко выражено в верхних частях формационных рядов, отражающих заключительные стадии развития геосинклинали. Формационные ряды палеозойских структур Джунгаро-Балхашской системы состоят из двух неравновеликих частей. Нижняя, большая часть этих рядов принадлежит главному геосинклинальному комплексу, верхняя — заключительному.

Наиболее древними из обнаженных образований главного геосинклинального комплекса являются нижнепалеозойские формации, которые вскрыты на очень ограниченных участках (рис. 1).

В пределах Балхашского антиклинория и в незначительной степени в Токрауском синклинории обнажена нижнепалеозойская спилитовая формация (кембрийского, возможно, рифейского возраста) мощностью свыше 7000 м. В пределах Джунгарского Алатау значительная часть нижнепалеозойских образований претерпела интенсивный контактовый метаморфизм. Предположительно можно выделить (снизу вверх) кембрийские (спилитовую и аспидную) и ордовикские (карбонатную и граувакковую) формации. Мощности (большой частью вскрываемые) этих формаций соответственно — 1000, 2200, 2500 м. Для всех нижнепалеозойских формаций характерны узкие линейные складки. Среди этих формаций располагаются трещинные и куполовидные тела лейкократовых биотитмусковитовых гранитов, адамеллитов, тоналитов в гранодиоритов досилурийского интрузивного комплекса.

Средне- и верхнепалеозойские формационные ряды рассмотрены по отдельным структурным элементам.

Токрауский синклинорий. Среднепалеозойские формации Токрауского синклинория, входящие в главный геосинклинальный комплекс, образуют единые структуры: линейные и брахиформные складки, ориентированные в субдолготном, реже — в северо-западном направлении.

Наиболее древней из вскрывающихся в Токрауском синклинории среднепалеозойских формаций является алеволито-песчаниковая формация фаменского возраста. Главные ее члены — сероцветные и зеленоцветные песчаники и алеволиты; второстепенные — аргиллиты, конгломераты, дацитовые туфы, туффиты и известняки. В центральной части Токрауского синклинория мощность этой морской формации 1200 м, к западу и северу она сокращается до 700 м. Одновременно в составе формации появляются мощные пачки известняков, прослойки красноцветных песчаников, конгломератов и туфов липаритового состава.

Выше и согласно располагается терригенно-вулканогенная формация турнейского и нижневизейского возраста, представленная чередованием зеленоцветных, сероцветных и красноцветных (последние появляются в верхней части формации) песчаников, алеволитов, туфопесчаников, туффитов, кремнистых пород, вулканитов дацитового, андезитового, в меньшей мере липаритового состава. В восточной части синклинория среди вулканогенных пород резко преобладают туфы дацитового и липарито-дацитового состава; в западном направлении они замещаются андезитовыми, дацитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Второстепенными членами формации являются косослоистые песчаники прибрежно-морского и дельтового типа, брекчии, конгломераты,

брахисинклинали, разделенные узкими антиклинальными перегибами. В плане складки имеют овальную, реже округлую форму. Главными членами субформаций являются серые, лилово-серые и зеленовато-серые роговообманковые кристаллокластические туфы дацитового, липарито-дацитового и андезитового состава, а также пироксеновые андезитовые и дацитовые порфириты. Последние встречаются в верхней половине субформации (калмакимельской свите) и в северном направлении выклиниваются, замещаясь туфами андезитового состава. Значительно меньше развиты туфы липаритового состава, в том числе и спекшиеся, туфоконгломераты, туфопесчаники и туффиты, среди которых много красноцветных пород. Широко проявлены субвулканическая и жерловая фации, представленные лавами, лавовыми и вулканическими брекчиями липаритового, дацитового и андезитового составов, слагающими небольшие штокообразные и силлоподобные тела, а также заполняющими жерловины древних вулканических аппаратов. Мощность субформации колеблется от 100 до 2500 м в зависимости от степени удаленности от вулканического аппарата, поставившего вулканический материал.

Андезито-липаритовая субформация объединяет керегетасскую и архарлинскую свиты. Ей свойственны крупные изолированные мульды округлой или неправильно овальной в плане формы. Крылья некоторых мульд осложнены кольцевыми и дугообразными крутопадающими сбросами, вдоль которых залегают более молодые дайки гранит-порфиров. В центральных частях этих структур отмечаются реликты крупных вулканических аппаратов. Здесь же обычно располагаются массивы верхнекаменноугольных и пермских гранитов. Все эти факты позволяют предположить, что крупные брахисинклинали сформировались в результате блоковых опусканий, сопровождавших понижение уровня магматического очага в процессе вулканической деятельности, и отнести их к вулканическим депрессиям типа кальдер оседания.

Характерной особенностью андезито-липаритовой субформации является ее сильная фациальная изменчивость, обусловленная существованием нескольких щитовых вулканов, различающихся типами извержений и составом извергнутых продуктов. Главными членами субформации являются краснокаменно измененные спекшиеся туфы, лавы, туфолавы липаритового и дацитового составов, в меньшей степени — миндалекаменные андезитовые порфириты, встречающиеся в средней части субформации. Кислые разности вулканогенных пород характеризуются несколько повышенной щелочностью по сравнению с породами андезито-дацитовой субформации. В подчиненном количестве встречаются андезито-базальтовые порфириты, красноцветные туфоконгломераты, туффиты и туфопесчаники. Жерловая и субвулканическая фации представлены разнообразными в структурном и текстурном отношении эффузивами, вулканическими и лавовыми брекчиями, в основном липаритового состава. Мощность субформаций достигает 1500 м.

Для порфириновой формации в целом характерен пестрый петрографический состав, варьирующий в широких пределах от липаритов до андезитов при преобладании кислых пород и почти полном отсутствии базальтов. Пирокластические продукты резко преобладают над лавами. В петрохимическом отношении образования порфириновой формации относятся к известково-щелочному типу. Почти все породы пересыщены глиноземом.

объединить обе свиты в единую субформацию. Этот вывод подтверждается данными, полученными Л. Н. Шарпенко в окрестностях гор Кызылрай, где отмечено согласное залегание калмакимельской свиты на каркаралинской и присутствие в верхах разреза каркаралинской свиты характерных кристаллических туфов андезитового состава, слагающих большую часть разреза калмакимельской свиты.

К заключительному геосинклинальному комплексу в Токрауском синклинории относятся также многочисленные гранитоидные интрузии, которые могут быть объединены в гранодиоритовую и гранитную формации, соответствующие позднеорогенной гранодиоритовой и посторогенной гранитной формациям, выделенным Т. В. Перекалиной¹.

Балхашский антиклинорий². К средне-верхнепалеозойским формациям главного геосинклинального комплекса в пределах Балхашского антиклинория относится алевролитопесчаниковая формация, охватывающая время от силура до нижней перми включительно. Несмотря на существование в разрезе формации отдельных стратиграфических перерывов (наиболее существенными из них являются предфаменский и средневизейский), формация дислоцирована в едином структурном плане. Ее толщи образуют узкие линейные и брахиформные складки.

Главными членами алевролитопесчаниковой формации являются сероцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты, второстепенными — конгломераты, гравеллиты, туфы дацитового и липаритового состава, туффиты, известняки. Начиная с фаменского яруса роль конгломератов несколько возрастает. Мощность алевролитопесчаниковой формации около 10 000 м.

Заключительный геосинклинальный комплекс в Балхашском антиклинории представлен порфировой формацией предположительно пермского возраста, распространенной лишь в пределах Саяжской синклинали, где она с резким угловым несогласием почти горизонтально располагается на более сложно дислоцированной алевролитопесчаниковой формации. Порфировая формация образована андезитовыми порфиридами, максимальная мощность которых составляет 150 м. К заключительному комплексу принадлежат также массивы гранитов и гранодиоритов пермского интрузивного комплекса.

В палеозойских структурных элементах Джунгарского Алатау среднепалеозойский формационный ряд главного геосинклинального комплекса начинается песчано-сланцевой формацией, которая в пределах различных структур различается мощностями, особенностями литологического состава, а в отдельных случаях и стратиграфическим объемом.

Северо-Джунгарский синклинорий. В Северо-Джунгарском синклинории вскрывается лишь верхняя часть песчано-сланцевой формации мощностью около 3000 м. Возрастной объем формации здесь, вероятно, лудловский — живетский ярусы, хотя не исключен и более древний нижний возрастной предел. Наиболее распространенными членами формации являются сероцветные и зеленоцветные серицитокремнистые, хлоритосерицитокремнистые и прочие сланцы; менее распространены вулканогенные образования среднего и основного состава, яшмовидные породы, песчаники.

Выше согласно располагается кремнисто-вулканогенная формация, охватывающая верхний девон и турнейский ярус. Главными членами формации являются кремнистые образования (серые и зеленовато-серые кремнистые алевролиты, кремнистые сланцы, красные и зеленые яшмы), а также тонкообломочные туфы и туффиты кислого состава; к второстепенным членам относятся вулканогенные образования основ-

¹ Ранее большинство гранодиоритовых массивов относилось нами к нижнекаменноугольному (Балхашскому) комплексу. Детальное обследование контактов и внутреннего строения массивов, произведенное сотрудниками Казахской экспедиции МГРИ (В. С. Поповым и др.) в 1965—66 гг., показало, что они относятся к среднекаменноугольному Топарскому комплексу.

² Характеристика строения Балхашского антиклинория приводится по данным В. Я. Кошкина (1962) и В. Г. Трифонова (1963) с учетом материалов детальных геологических работ, проведенных экспедициями ЮКГУ (В. Я. Кошкин и др.), ЦКГУ (Р. М. Антонюк и др.), МГРИ (В. С. Вазова, Е. С. Левицкий, А. И. Положихина, Е. П. Успенский), МГУ (В. Ф. Лоскутов, В. М. Фрейзон, М. Н. Щербакова и др.).

ного состава, песчаники, конгломераты. Мощность формации около 3300 м. Эта формация согласно перекрыта алевролитопесчаниковой, охватывающей визейский, намюрский и башкирский ярусы. Наиболее распространенными членами алевролитопесчаниковой формации являются алевролиты и песчаники. Менее распространены гравелиты, конгломераты, известняки. Мощность формации достигает 2500 м.

Все три формации главного геосинклинального комплекса (песчано-сланцевая, кремнисто-вулканогенная и алевролитопесчаниковая) образуют в пределах Северо-Джунгарского синклинория единые складчатые структуры — линейные, реже брахиформные складки, ориентированные в субширотном направлении.

Заключительный геосинклинальный комплекс в пределах Северо-Джунгарского синклинория включает морские сероцветные молассы московского и артинского возраста. Обе эти формации обладают сходной структурой — это фрагменты брахиформных складок с пологими (15—20°) крыльями, органиченными разрывами. Обе формации образуют полосу северо-западного простирания, приуроченную к зоне Джунгарского разлома, пересекающего под углом Северо-Джунгарский синклинорий.

Более древняя из этих формаций — нижняя песчаниковая — с большим стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласием располагается на формациях главного геосинклинального комплекса; верхняя ее часть размыта. Главными членами формации являются алевролиты, песчаники, брекчии, второстепенными — андезитовые порфириты. Фациальный анализ свидетельствует о том, что в зоне Джунгарского разлома проходила береговая линия среднекаменноугольного морского бассейна, открытая часть которого располагалась севернее, на территории современных озер Алакуль и Сассыкколь. В южной части площади развития нижней песчаниковой формации последняя сложена чередующимися прослоями полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов мощностью первые десятки метров. В основании и в верхней части формации здесь развиты 30-метровой мощности пачки осадочных несортированных брекчий с обломками величиной от 2—5 см до 0,5—0,7 м. Глыбы в брекчиях нередко трещиноваты, а трещины заполнены песчаником. В направлении к северу многие прослои песчаников и осадочных брекчий замещаются алевролитами, иногда песчанистыми и гравийными. Максимальная мощность сохранившейся части формации составляет около 300 м.

Верхняя песчаниковая формация артинского яруса, подобно нижней, обнажена на незначительной площади. Так же, как и нижняя, она с угловым, азимутальным и стратиграфическим несогласием располагается на сложно дислоцированных толщах главного геосинклинального комплекса. Верхняя часть формации не сохранилась. Наиболее распространенными членами верхней песчаниковой формации являются тонко-, средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники, содержащие обычно примесь пирокластического материала. Песчаники различной структуры образуют прослои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них располагаются прослои алевролитов, местами содержащие остроугольные гравийные обломки кремнистых пород и песчаников. В верхней песчаниковой формации наблюдаются также линзовидные прослои мощностью 0,1—0,6 м и протяженностью первые десятки метров конгломерато-брекчий с галькой и глыбами кремнистых пород, порфиритов и песчаников. Эти крупнообломочные породы являются второстепенными членами формации. Второстепенное значение имеют и линзы органогенных известняков, максимальная протяженность которых составляет 200 м, а мощность 20—40 м. Мощность верхней песчаниковой формации около 200 м.

К заключительному геосинклинальному комплексу относятся также линзовидные в плане небольшие тела постнижнепермских ультрабазитов, приуроченных к зоне Джунгарского разлома.

Центрально-Джунгарский антиклинорий. Герцинский формационный ряд в Центрально-Джунгарском антиклинории начинается песчано-сланцевой формацией, которая на крыльях его охватывает лудловский ярус, нижний и средний отделы девона; в приядерной части из состава формации исчезают лудловские отложения, а частично и нижнедевонские; в своде антиклинория накопление этой формации вообще не происходило. Песчано-сланцевая формация образует системы линейных, реже брахиформных складок, ориентированных в субширотном направлении. Главными членами песчано-сланцевой формации являются сероцветные и зеленоцветные песчаники, алевролиты, а также серицито-кремнистые, серицито-хлорито-кремнистые, глинисто-кремнисто-серицитовые сланцы, второстепенными — конгломераты, гравелиты, известняки, яшмы и эффузивы основного состава.

Выше с резким угловым и азимутальным несогласием в наложенных мульдах располагается карбонатно-терригенная формация нижнего карбона. Главными ее членами являются сероцветные песчаники и алевролиты, второстепенными — известняки, гравелиты, конгломераты. Карбонатно-терригенная формация распространена прерывисто; максимальная ее мощность 600 м. Это — типичная геосинклинальная формация (по терминологии, предложенной Н. П. Херасковым, 1965), возникшая в эпоху максимальной тектонической дифференциации геосинклинальной системы. Карбонатно-терригенная формация не выходит за пределы Центрально-Джунгарского антиклинория, по латерали замещаясь типичными геосинклинальными формациями.

Стратифицированные формации заключительного геосинклинального комплекса в пределах Центрально-Джунгарского антиклинория отсутствуют. К этому комплексу здесь относятся куполовидные и трещинные массивы среднекаменноугольных и пермских гранитоидов, выступающие главным образом в своде антиклинория.

Бороталинский синклинорий. Герцинский формационный ряд главного геосинклинального комплекса в Бороталинском синклинории так же, как и в остальных палеозойских структурах Джунгарского Алатау, начинается песчано-сланцевой формацией верхнесилурийского — среднедевонского возраста. Формация дислоцирована в узкие линейные широтно ориентированные складки. Главными членами песчано-сланцевой формации являются песчаники, конгломераты и сланцы, второстепенными — известняки и вулканогенные образования кислого состава. Мощность формации от краевых частей синклинория к его центру увеличивается от 1000 до 4500 м.

Расположенная выше вулканогенно-кремнисто-терригенная формация верхнего девона — турне снизу ограничена поверхностью углового и стратиграфического несогласия. Наиболее распространенными членами формации являются алевролиты и песчаники, второстепенными — кремнистые сланцы, яшмы, гравелиты, конгломераты, вулканиты основного состава, пепловые туфы и туффиты кислого состава. Мощность вулканогенно-кремнисто-терригенной формации около 3800 м.

Выше и согласно располагается терригенно-карбонатная формация, возрастные пределы которой — визейский — московский ярусы. Вместе с лежащей ниже вулканогенно-кремнисто-терригенной формацией она образует единые линейные и брахиформные складки. Главными членами терригенно-карбонатной формации являются алевролиты, песчаники, известняки; менее распространены конгломераты, кремнистые сланцы, вулканиты кислого состава. Мощность формации от краевых частей Бороталинского синклинория к внутренним его частям возрастает от 1500 до 3000 м.

Заключительный геосинклинальный комплекс в пределах Бороталинского синклинория представлен наземной порфировой формацией верхнекаменноугольного — нижнепермского возраста, распространенной локально. Толщи порфировой формации образуют либо плоские изометричные в плане мульды, либо узкие грабены. Формация резко несогласно располагается на образованиях главного геосинклинального комплекса. Главными ее членами являются вулканы кислого и среднего состава, второстепенными — терригенные образования. В основании порфировой формации залегает пачка мощностью 80 м валунно-галечных конгломератов, цемент и обломочный материал которых имеют известняковый состав. Выше располагаются чередующиеся по вертикали и латерали липаритовые порфиры, их туфолавы и туфы. Породы пестро окрашены: розовые, красные, желтые, зеленые, серые. Липаритовые порфиры и туфолавы образуют линзы протяженностью до 150—200 м и мощностью от 20 до 50 м. Мощность этой части порфировой формации около 500 м. Средняя часть порфировой формации образована серыми, зелеными и фиолетовыми андезитовыми порфиритами и их туфами (обычно средне- и крупнообломочными), количественные соотношения которых весьма изменчивы. Эта средняя часть порфировой формации характеризуется мощностью от 470 до 770 м. В верхней части порфировой формации наблюдается сложное чередование эффузивов, туфолав и туфов кислого состава. Присутствуют единичные прослои довольно хорошо сортированных лилово-серых туфогенных песчаников мощностью 1—2 м. На отдельных участках песчаники замещаются конгломератами, галька которых состоит в основном из вулкаников среднего состава. Местами (преимущественно близ Джунгарского разлома) верхняя часть порфировой формации полностью сложена красноцветными терригенными образованиями — чередующимися гравелитами, брекчиями, конгломератами и песчаниками при резком преобладании последних. Максимальная мощность порфировой формации колеблется от 95 до 1750 м.

С порфировой формацией пространственно и генетически связаны нижнепермские субвулканические массивы — небольшие по площади выходов в плане штокообразные и пластовые тела гранит-порфиров и сиенит-порфиров. Кроме того, к образованиям заключительного геосинклинального комплекса в пределах Бороталинского синклинория относятся куполовидные и силлоподобные пермские интрузивные массивы, сложенные гранитами, монцонитами, диоритами.

Из сравнения формационных рядов отдельных структур Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы следует, что развитие этих структур протекало по-разному, особенно резко различаясь в конечные стадии геосинклинального процесса.

Обстановка осадконакопления в начале главного геосинклинального этапа в связи с плохой сохранностью нижнепалеозойских отложений во многом не ясна. В частности, нельзя сказать, существовала ли какая-либо тектоническая дифференциация бассейна осадконакопления (а если существовала, то соответствовала ли среднепалеозойской), или это был единый прогиб с интенсивно проявившимися процессами инициального магматизма.

Тектонические движения, интенсивно проявившиеся на рубеже ордовика и силура или в середине силура, привели к дифференциации площади осадконакопления, что нашло отражение в строении формационных рядов отдельных структурных элементов Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Таким образом, в позднем силуре, а также в раннем и среднем девоне в пределах рассматриваемой территории условия осадконакопления определялись наличием сравнительно узких геантиклиналей, обломочный материал с которых поступал в обрамлявшие их частные геосинклинали. Эти сходные палеотектонические

условия привели к возникновению формаций, близких по литологическим и структурным особенностям, — песчано-сланцевой в Джунгарии и алевролито-песчаниковой в Северном Прибалхашье.

Позднедевонская эпоха ознаменовалась усилением тектонической дифференциации, что особенно интенсивно проявилось на территории Джунгарии. Центрально-Джунгарская геоантиклиналь в позднем девоне испытала интенсивное воздымание и складкообразование, а в раннем карбоне в наложенных впадинах здесь происходило накопление маломощной карбонатно-терригенной формации. По обе стороны от этой геоантиклинали, в Северо-Джунгарском и Бороталинском геосинклинальных прогибах в условиях интенсивного вулканизма в зонах краевых разломов, в позднедевонской и раннекаменноугольной эпохах образовывались кремнисто-вулканогенная и вулканогенно-кремнисто-терригенная формации. Главный геосинклинальный этап в Северо-Джунгарском прогибе завершился алевролито-песчаниковой формацией, накопившейся в визейском, намюрском и башкирском веках в условиях интенсивного размыва южной воздымавшейся части расположенного севернее Баканасского прогиба и северного склона Центрально-Джунгарской геоантиклинали. В Бороталинском прогибе в конце главного геосинклинального этапа (с визейского по московский век включительно) в условиях морского мелководного бассейна происходило образование терригенно-карбонатной формации.

В северном Прибалхашье, в пределах выраженного в современном эрозийном срезе Балхашского антиклинория, палеотектонические условия, близкие к тем, которые установились в конце силура, сохранились вплоть до ранней перми. Всё это длительное время здесь происходило накопление алевролито-песчаниковой формации, завершившей главный геосинклинальный этап.

На территории Токрауского синклинория, который во время главного геосинклинального этапа представлял собой частный прогиб, условия осадконакопления, установившиеся в конце силура, сохранялись, видимо, по фаменский век включительно. В фаменском веке здесь завершилось накопление алевролито-песчаниковой формации. В турнейском и ранневизейском веках в условиях постепенного обмеления морского бассейна и значительного проявления процессов вулканизма накапливалась терригенно-вулканогенная формация. Образование этой формации происходило на последних стадиях главного геосинклинального этапа.

Характер перехода от главного геосинклинального этапа к заключительному в пределах рассматриваемых структур резко различен. На территории Джунгарии главный геосинклинальный этап завершился замыканием частных геосинклиналей и геоантиклиналией, оформлением их внутренней складчатой структуры. По-видимому, в середине московского века все эти три палеозойские структуры были наискось рассечены Джунгарским глубинным разломом. Дальнейшее осадконакопление происходило здесь вне зависимости от структурных элементов главного геосинклинального этапа.

В юго-западном крыле Джунгарского разлома возник Джунгарский мегантиклинорий — растущее сводовое поднятие, с северо-востока обрамлявшееся морским бассейном, протягивавшимся, видимо, из Китая в район Саяка. В пределах Джунгарского мегантиклинория в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи в наземных условиях происходило накопление порфировой формации. В северо-восточной части мегантиклинория в прибрежно-морских условиях близ Джунгарского разлома накапливалась морская моласса. Морские и континентальные образования заполняли плоские и обширные впадины и грабены.

Иначе завершалось геосинклинальное развитие территории Северного Прибалхашья. Частный геосинклинальный прогиб, который существовал в пределах Балхашского антиклинория по крайней мере весь верх-

ний палеозой, в середине нижнепермской эпохи, по-видимому, замкнулся. Этот участок земной коры испытал воздымание и складчатость. После проявления этих процессов, завершивших главный геосинклинальный этап, в ходе заключительного этапа на размытой поверхности алевролитопесчаниковой формации накапливалась порфировая формация.

В смежном Токрауском прогибе в конце раннего визе морское осадконакопление сменялось континентальным и, начиная со среднего визе, здесь образовывались формации, отличные от тех, которые накапливались в главном геосинклинальном этапе. Однако структурной перестройки, подобной той, которая произошла на рубеже этих двух этапов на территории Джунгарии, здесь не было. Накопление сероцветной молассы и сменившей ее порфировой формации происходило в Токрауской впадине, в общих чертах наследующей геосинклинальный прогиб главного геосинклинального этапа.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

Конечные стадии геосинклинального развития на отдельных участках Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы протекали по-разному. Различия проявляются как в длительности заключительного этапа, так и в характере перехода от главного геосинклинального этапа к заключительному.

Главный геосинклинальный этап в различных структурах Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы завершился неодновременно. В Токрауском синклинории этот этап закончился на рубеже раннего и среднего визе, в Бороталинском, Северо-Джунгарском синклинориях и Центрально-Джунгарском антиклинории — в среднем карбоне, в Балхашском антиклинории — в ранней перми. Платформенный этап для всей этой территории наступил примерно одновременно — в конце перми или в начале мезозоя. Таким образом, временной объем заключительного геосинклинального этапа рассмотренных структурных элементов резко различен: среднее визе — нижняя пермь в Токрауском синклинории, нижняя пермь в Балхашском антиклинории, конец среднего карбона, верхний карбон и пермь в пределах территории Джунгарии.

Характер перехода от главного геосинклинального этапа к заключительному в пределах рассмотренных структурных элементов Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы различен. В Токрауском синклинории отсутствует структурная перестройка на рубеже двух этих этапов, и Токрауская впадина, выполненная вулканогенными формациями заключительного этапа, в общих чертах наследует синклинорий, оформившийся в главный геосинклинальный этап развития. Иначе в этот переходный период протекало развитие территории Джунгарского Алатау. В середине московского века завершилось развитие Северо-Джунгарского, Бороталинского синклинориев и Центрально-Джунгарского антиклинория. В этот момент произошла структурная перестройка, коренным образом изменившая расположение участков осадконакопления.

Таким образом, даже в пределах единой геосинклинальной системы переход от главного геосинклинального этапа к заключительному протекал различно — унаследованно или с резким изменением структурного плана. Если на одних участках (Джунгария) заключительный комплекс в структурном отношении резко отделен от главного геосинклинального, то в других (Северное Прибалхашье) он обладает чертами преемственности и тесно связан с ним в структурном отношении. В связи с этим представляется более верным заключительный этап, следующий за главным геосинклинальным, считать завершающим геосинклинальное развитие территории, как его и рассматривает М. В. Муратов (1963), а не выделять в качестве самостоятельного, противопоставляемого главному геосинклинальному и платформенному этапам. Не исключено, однако, что этот вывод справедлив только для областей герцинской складчатости.

Литература

- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Бахтеев М. К. Об особенностях верхнепалеозойской порфириновой формации южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 5, 1966.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 5, вып. 6, 1965.
- Кошкин В. Я. К вопросу о стратиграфическом положении саянской свиты. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1962.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон герцинской и каледонской консолидации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Крылов Н. А., Летавин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития палеозойского Центрального Казахстана. Геотектоника, № 2, 1966.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1963.
- Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1966.
- Ташинина М. В., Розенкранц А. А. Вулканогенные формации среднего и верхнего палеозоя северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Тезисы докладов первого Казахстанского петрографического совещания. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1965.
- Трифонов В. Г. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение. В кн.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
- Филатова Н. И., Буш В. А. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау. Геотектоника, № 3, 1965.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., т. 28, вып. 5, 1952.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Обобщающий доклад по опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени д-ра геол. минерал. наук, М., 1965.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1960.

Всесоюзный Аэрогеологический
трест
Москва

Статья поступила
14 апреля 1967 г.

УДК 551.242

В. Н. КРЕСТНИКОВ

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ КОНТРАСТНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Приводятся количественные оценки вертикальных нисходящих тектонических движений для различных геотектонических областей. Рассматриваются древние и молодые платформы, палеозойские и альпийские геосинклинальные области, а также ряд территорий, активизированных новейшими движениями. Для ряда областей активизации новейших движений приводятся количественные значения и для восходящих тектонических движений. Разбирается методика определения среднего и средневзвешенного градиентов скорости вертикальных тектонических движений. В заключение отмечается, что приведенная в работе методика позволяет на одном графике для различных геотектонических областей показать выраженный количественно такой общий и основной признак для геосинклиналей и платформ, как скорость и контрастность тектонических движений.

Сложность геологических процессов, зависящих от большого количества факторов и находящихся в сложном переплетении друг с другом, исторически определила качественный характер геологической науки. Однако настоящее время, настойчиво диктующее сближение преимущественно таких количественных наук как геофизики и геохимии с геологией, требует математизации последней и ставит вопрос о выработке количественных методических подходов к решению научных задач.

В настоящей статье сделана попытка дать количественные оценки вертикальных нисходящих тектонических движений, имевших место в геологическом прошлом, для различных геотектонических областей. Рассматриваются древние и молодые платформы, палеозойские и альпийские геосинклинальные области, а также ряд территорий, охваченных активизацией новейших тектонических движений. Кроме того, для ряда таких областей даются количественные значения и для восходящих тектонических движений.

Вертикальные тектонические движения могут быть оценены количественно тремя способами: амплитудой перемещения форм рельефа, существовавшего до начала движений, скоростью перемещения, и наиболее полно, средней величиной градиента их скорости в пространстве. Ясно, что в ряде мест, где движения изменяли свой знак или интенсивность, эта средняя величина значительно отличается от истинного значения градиента скорости движения в течение отдельных более коротких промежутков времени. Для определения численного значения среднего градиента скорости, как известно, нужно знать три величины: относительное перемещение двух точек Δh , находящихся на расстоянии l , и время t , за которое это перемещение произошло. Величина Δh определялась нами как разность мощностей осадков или перемещений отдельных форм рельефа относительно друг друга в сантиметрах в течение определенного геологического отрезка времени в годах. Расстояние же l в сантиметрах бралось по направлению наибольшего изменения мощности осадков или перемещения форм рельефа. Тогда градиент скорости будет:

$$|\text{grad } V|_m = \frac{h\Delta}{lt} \text{ см/год} \cdot \text{см.}$$

Здесь нет необходимости более подробно останавливаться на рассмотрении геологических методов количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений, поскольку все эти вопросы детально разобраны в ранее опубликованных статьях (Гзовский и др., 1959; Рейснер, 1960). Для построения рассматриваемых здесь графиков градиентов были использованы следующие материалы. Так для территории Русской платформы и ее геосинклинального обрамления в основу были положены схемы мощностей осадков из Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (Атлас, 1961—1962). Материалы по геосинклинальной области Северо-Востока СССР были взяты из работы И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1962), по Туркмено-Хорасанским горам из монографии И. А. Резанова (1959), по Большому и Малому Кавказу — из книги И. В. Кирилловой, Е. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского и В. Е. Хаина (1960). Наконец, по территории Памира и сопредельным частям Азии, по Восточному Казахстану и Западной Джунгарии, Западной Туве и Западному Саяну использованы материалы автора и Г. И. Рейснера (Крестников 1962; Крестников, Рейснер, 1966, 1967).

При построении карт распределения градиентов для каждой из указанных ниже градаций значений этих величин вычислялся определенный раствор циркуля в соответствии с масштабом исходной карты мощностей осадков или перемещений форм рельефа и сечением изолиний. Затем на картах находились участки, где между двумя соседними изолиниями помещался данный раствор циркуля, т. е. такие площади, которые характеризуются выбранной градацией градиентов, и эти участки закрашивались определенным цветом (Рейснер, 1960).

Таким образом, в основу составления карт градиентов были положены схемы мощностей осадков того или иного геологического отрезка времени и схемы новейших тектонических движений, выраженных в изолиниях, на которых выделялась следующая гамма градиентов: $25 \cdot 10^{-9}$, $5 \cdot 10^{-9}$, $1 \cdot 10^{-9}$, $0,2 \cdot 10^{-9}$, $0,1 \cdot 10^{-9}$, $0,04 \cdot 10^{-9}$ см/год · см.

Данная градация была принята исходя из следующих соображений. Принятая нами дробность шкалы обусловлена удобством построения схем градиентов. Кроме этого, большая ее растянутость вряд ли была бы обеспечена точностью исходных данных. Верхняя граница шкалы обусловлена тем, что фактически не были обнаружены участки с градиентами более $25 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. Кроме этого, выделение градаций выше $25 \cdot 10^{-9}$ см/год · см ограничивается чисто техническими трудностями, так как на схемах практической ширины полос этих градиентов оказывается менее одного миллиметра. Нижняя граница шкалы также обусловлена практическим отсутствием градиентов менее $0,04 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. Помимо этого, если бы они и были выделены, то при последующем осреднении градиентов, о чем будет сказано ниже, они бы не играли сколько-нибудь существенной роли.

При расчете градиентов использовалась геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении, опубликованная Т. Б. Пекарской (1964)¹. Здесь нужно отметить, что в этой шкале продолжительность девона определяется в 50—70 млн. лет, а карбона в 55—75 млн. лет. В этом случае, чтобы оперировать одним числом, мы были вынуждены брать среднее арифметическое значение. В тех же случаях, когда нам

¹ Однако уже после проведенных в основном расчетов средневзвешенных градиентов в печати появился проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале (Проект рекомендаций..., 1966), в которой даны несколько иные значения продолжительности различных систем. Для определения того, насколько влияют эти изменения на величину градиентов, нами были произведены некоторые пересчеты, при которых оказалось, что увеличение или уменьшение времени для отдельных систем согласно этой новой шкале существенно не меняет общую картину тектонического развития рассматриваемых регионов.

необходимо было знать продолжительность отдельных отделов юры, триаса и перми, а в шкале были даны цифры только для системы, мы делили их на количество входящих в нее отделов. Аналогичным образом мы поступали при определении продолжительности отдельных ярусов неогена.

После выделения приведенного выше диапазона градиентов, на каждой схеме мощностей осадков, отдельно подсчитывались площади распространения того или иного градиента, а затем производилось определение средневзвешенного градиента, характерного в целом для данного отрезка времени по следующей формуле

$$\text{Grad } \bar{V}_{\text{ср. в}} = \frac{\text{grad } V_1 \cdot S_1 + \text{grad } V_2 \cdot S_2 + \dots + \text{grad } V_n \cdot S_n}{S_1 + S_2 + \dots + S_n}$$

S — площадь развития того или иного градиента.

Результаты расчетов по определению величины средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений сведены в таблице. Они также нашли свое отражение в серии кривых на приводимых ниже графиках (рис. 1, 2), на которых по оси ординат отложены значения градиентов, а по оси абсцисс показано абсолютное геологическое время для различных стратиграфических подразделений. Сравнение средневзвешенных градиентов той или иной геотектонической области в различные отрезки времени позволяет нам проследить и сопоставить изменение контрастности характерных для нее тектонических движений за ее геологическую историю.

Рассматривая кривую для геосинклинальной области Памира и прилегающих к нему площадей Тянь-Шаня, Гиндукуша, Куэнь-Луня, Кара-Корума на рис. 1 видно, что на протяжении раннего палеозоя имели место сравнительно незначительные для геосинклинали тектонические движения, характеризовавшиеся градиентом $0,21 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. Резкие изменения в сторону повышения тектонической напряженности отмечаются в конце каледонского этапа в силуре, когда градиент достиг $1,34 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. В девонское время произошел резкий спад активности до $0,41 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. В карбоне имело место новое ее нарастание, достигшее своего максимума в конце герцинского этапа в перми. Хотя в это время градиент достиг $0,92 \cdot 10^{-9}$ см/год · см, однако он все же был значительно меньше в сравнении с градиентом конца каледонского этапа.

Как известно, в конце перми в начале триаса область Тянь-Шаня и Куэнь-Луня закончила геосинклинальный этап развития и на их территории образовалась молодая эпигерцинская платформа. Геосинклинальные условия в альпийское время сохранились только на Памире и Кара-Коруме. В связи с этим с начала триаса происходит расщепление рассматриваемой кривой на две ветви. Кривая, отображающая геосинклинальные градиенты скорости вертикальных тектонических движений, после перми характеризуется своим общим падением, которое достигает максимума во время нижней и средней юры при градиенте, равном $0,64 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. В период верхней юры происходит кратковременное повышение тектонической активности до $1,05 \cdot 10^{-9}$ см/год · см, а в дальнейшем снова почти до конца палеогена наблюдается неуклонное ее снижение, которое в кульминационной точке может быть выражено градиентом $0,34 \cdot 10^{-9}$ см/год · см. Кривая, выражающая градиенты скорости тектонических движений, имевших место в пределах эпигерцинской платформы после перми в связи со значительным снижением градиентов до $0,14 \cdot 10^{-9}$ см/год · см, в триасе резко падает. В отличие от смежной Памирской геосинклинальной области в ранней и средней юре здесь имело место повышение значения градиента до $0,42 \cdot 10^{-9}$ см/год · см, а затем его новое понижение до позднего мела включительно. В раннем

Величины средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений

Геосинклинальные области

Памира и прилегающих частей Азии			Северо-Востока СССР			Туркмено-Хорасанских гор			Крымо-Кавказская			Кавказская			Карпатская		
периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$
Cm+O	130	0,21	P ₁	22,5	0,25	Cr ₁	32	0,23	J ₁₊₂	38,6	0,907	J ₁	19,3	1,12	J ₁₊₂	38,6	0,116
S	30	1,34	P ₂	22,5	0,31	Cr ₂	38	0,09	J ₃	19,4	0,700	J ₂	19,3	0,60	J ₃	19,4	0,300
D	60	0,41	T ₁₊₂	30	0,35	Pg	41	0,06	Cr ₁	32	0,394	J ₃	19,4	0,38	Cr ₁	32	0,214
C	65	0,65	T ₃	15	0,41	N ₁ ²	4,6	0,35	Cr ₂	38	0,410	Cr ₁	32	0,45	Cr ₂	38	0,135
P	45	0,92	J ₁₊₂	38,6	0,28	N _{2ak}	1,7	1,77	Pg ₁₊₂	30	0,426	Cr ₂	38	0,40	Pg ₁₊₂	30	0,388
T	45	0,81	J ₃	19,4	0,42				Pg ₁₊₂	30	0,78	Pg ₁₊₂	30	0,78	Pg ₁₊₂	30	0,78
J ₁₊₂	38,6	0,64	Cr ₁	32	0,31				Pg _{3+N₁¹}	18	0,529	Pg ₃	11	0,80	Pg _{3+N₁¹}	18	0,601
J ₃	19,4	1,05							N+Q	~26	0,919	Pg ₃	11	0,80	N+Q	~26	0,670
Cr ₁	32	0,88										N ₁ ² C	2,3	1,60			
Cr ₂	38	0,46															
Pg ₁₊₂ +Pg ₃ ¹⁺²	~38	0,34															
Fg ₃ ³ +N ₁ ¹	~11	1,53															
N ₁ ² +N ₂ +Q ₁	~18	2,00															

Молодые платформы

Древние платформы

участки эпигерцинской платформы в пределах:

Скифская и Туранская

Эпипротерозойская часть Восточно-Европейской платформы

Тянь-Шаня

Восточного Казахстана и Западной Джунгарии

периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$	периоды, эпохи, века	продолж. в млн. лет	средневзвешенный градиент $\times 10^{-9}$
T	45	0,14	T	45	0,19	J ₁₊₂	38,6	0,117	Cm	70	0,040
J ₁₊₂	38,6	0,42	J ₁₊₂	38,6	0,27	J ₃	19,4	0,118	O	60	0,047
J ₃	19,4	0,43	J ₃	19,4	0,19	Cr ₁	32	0,097	S	30	0,074
Cr ₁	32	0,24	Cr ₁	32	0,08	Cr ₂	38	0,097	D	60	0,047
Cr ₂	38	0,16	Cr ₂ +Pg ₁₊₂	68	0,06	Pg ₁₊₂	30	0,065	C	65	0,045
Pg ₁₊₂ +Pg ₃ ¹⁺²	~38	0,22	Pg ₃ +N ₁ ¹	18	0,28	Pg _{3+N₁¹}	18	0,126	P	45	0,048
Pg ₃ ³ +N ₁ ¹	~11	1,53	N ₁ ² +N ₂	12	0,49	N+Q	~26	0,135	T	45	0,045
N ₁ ² +N ₂ +Q ₁	~18	2,00	N ₂ +Q ₁	~6	3,01				J ₁₊₂	38,6	0,044
									J ₃	19,4	0,051
									Cr ₁	32	0,045
									Cr ₂	38	0,049
									Pg ₁₊₂	30	0,045
									Pg _{3+N₁¹}	18	0,041
									N+Q	~26	0,067

Сред. в. в. $3,0 \cdot 10^{-9}$ см/год см

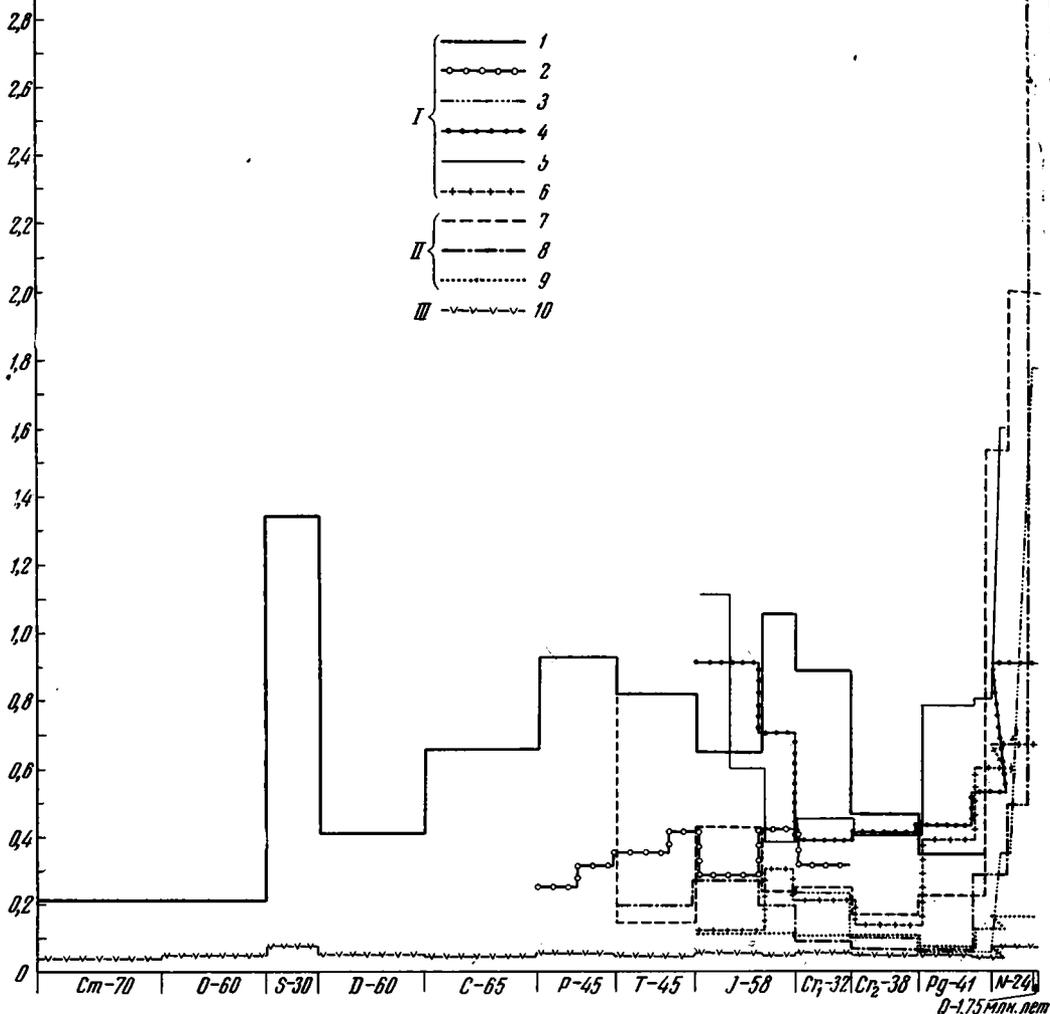


Рис. 1. График изменения средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений для геосинклинальных и платформенных областей

I. Геосинклинальные области: 1 — Памира и прилегающих частей Азии; 2 — Северо-Востока СССР; 3 — Туркмено-Хорасанских гор; 4 — Крымо-Кавказская; 5 — Кавказская; 6 — Карпатская. II. Молодые платформы: 7 — Тянь-Шаньский участок эпигерцинской платформы; 8 — Восточно-Казахстанский и Западно-Джунгарский участки эпигерцинской платформы; 9 — Скифская и Туранская эпигерцинские платформы. III. Древние платформы: 10 — эпипротерозойская часть Восточно-Европейской платформы

и среднем палеогене наблюдается незначительное увеличение градиента и, как следствие, повышение кривой. С конца палеогена, с начала развития этапа активизации тектонических движений, охватившего как рассматриваемую часть эпигерцинской платформы, так и Памиро-Кара-Корумский отрезок альпийской геосинклинальной области, происходит резкое возрастание градиентов, достигших значения $2,00 \cdot 10^{-9}$ см/год см в неоген-нижнечетвертичное время. С конца палеогена стерлись различия в характере проявления тектонических движений в геосинклинальной и платформенной областях, что и обусловило объединение рассматриваемых кривых.

Начало альпийского этапа в Крымо-Кавказской геосинклинальной области отмечается сравнительно высоким градиентом $0,907 \cdot 10^{-9}$

$см/год \cdot см$ в ранней и средней юре. В дальнейшем происходит понижение градиента, который в раннем мелу оценивается в $0,394 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. Незначительное повышение активности тектонических движений было в позднем мелу и большей части палеогена. Со временем общей инверсии в олигоцене связано и резкое возрастание градиента, достигшего в неоген-четвертичное время $0,919 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$.

Примерно также происходило развитие Кавказской части Крымо-Кавказской геосинклинальной области. Здесь начало альпийского этапа ознаменовалось значительным градиентом (до $1,12 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$) в ранней юре. Затем, в общем, произошло его понижение по поздний мел включительно, когда градиент не превышал $0,40 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. С палеогена в связи с общей инверсией происходило нарастание контрастности тектонических движений, что привело к резкому увеличению значений градиентов, которые в позднем палеогене достигли $0,80 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$, а в чокракское время $1,60 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$.

Развитие тектонических движений в Карпатской геосинклинальной области было специфичным. В течение почти всего альпийского этапа, начавшегося здесь с триаса, ему присущи незначительные градиенты, варьирующие в пределах от $0,116 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$ в ранней и средней юре до $0,135 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$ в позднем мелу. Таким образом, общий ход тектонической активности с начала юры по поздний мел протекал на уровне молодых платформ, о которых будет сказано в дальнейшем. Повышение скорости тектонических движений происходит с палеогена и так же, как в Крымо-Кавказской геосинклинальной области, связано со временем общей инверсии. В неоген-четвертичное время градиент достиг своего максимума для этого региона $0,670 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$.

Для Альпийской геосинклинальной области Туркмено-Хорасанских гор мы не располагали материалом для начала этапа, который здесь, как и на Большом и Малом Кавказе, наступил с начала юры. Поэтому количественные оценки тектонических движений отображены на графике, начиная с раннего мела, и выражены небольшим градиентом $0,23 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. С раннего мела происходит резкое падение градиента, и в палеогене он снижается до $0,06 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. Такое значительное уменьшение градиента представляет, как видно из графика и таблицы, исключение не только для геосинклинали, но и почти для всех молодых платформ. Заключительная стадия развития альпийского этапа проявилась здесь примерно так же, как и в других рассматриваемых геосинклинальных областях этого времени. С конца палеогена резко возрастает тектоническая активность, и соответственно резко увеличивается значение градиента, достигшего $1,77 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$ в акчагыле.

Как известно (Пушаровский, 1960; Резанов, Зарудный, 1962), чрезвычайно своеобразную геосинклинальную область представляла собой территория, расположенная к северо-востоку от р. Лены. Специфичность геосинклинальной истории развития Северо-Востока СССР заключается в некоторой растянутости конца герцинского этапа и в сильно укороченном альпийском, в очень низкой контрастности тектонических движений, а также в ряде других геологических явлений. Перечисленные особенности нашли свое отражение в кривой градиентов. Ранняя пермь характеризовалась градиентом тектонических движений $0,25 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. В поздней перми и триасе происходит увеличение значения градиентов, которое своего максимума достигает в позднем триасе $0,41 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$ и совпадает со временем общей инверсии и концом герцинского этапа. Во время ранней и средней юры происходит опад тектонической активности до $0,28 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$ и новый ее подъем в поздней юре до $0,42 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$, и снова понижение в раннем мелу до $0,31 \cdot 10^{-9} см/год \cdot см$. Со временем поздней юры и раннего мела связан конец альпийского этапа и геосинклинального режима. Как видно,

Сред. В. в. $3,0 \cdot 10^{-9}$ см/год см

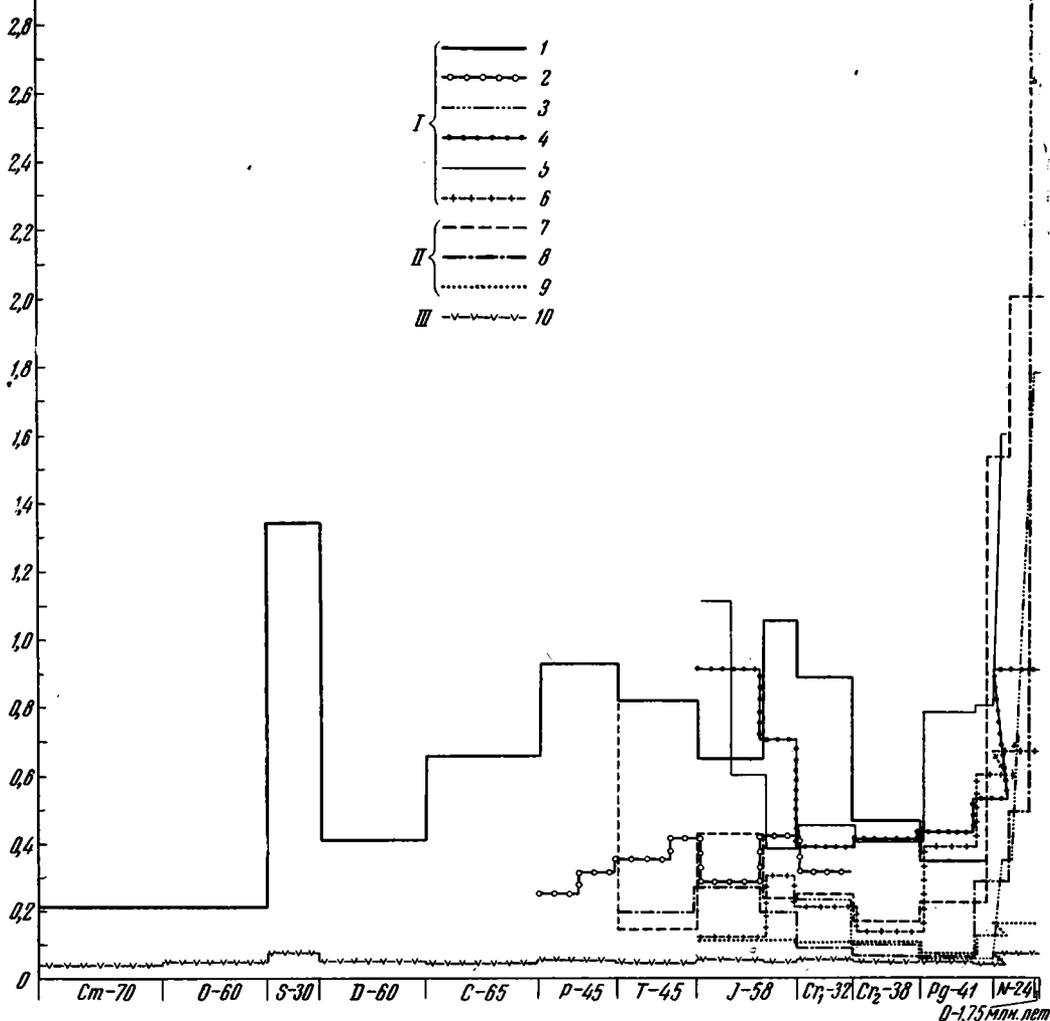


Рис. 1. График изменения средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений для геосинклинальных и платформенных областей

I. Геосинклинальные области: 1— Памира и прилегающих частей Азии; 2— Северо-Востока СССР; 3— Туркмено-Хорасанских гор; 4— Крымско-Кавказская; 5— Кавказская; 6— Карпатская. II. Молодые платформы: 7— Тянь-Шаньский участок эпигерцинской платформы; 8— Восточно-Казахстанский и Западно-Джунгарский участки эпигерцинской платформы; 9— Скифская и Туранская эпигерцинские платформы. III. Древние платформы: 10— эпипротерозойская часть Восточно-Европейской платформы

и среднем палеогене наблюдается незначительное увеличение градиента и, как следствие, повышение кривой. С конца палеогена, с начала развития этапа активизации тектонических движений, охватившего как рассматриваемую часть эпигерцинской платформы, так и Памиро-Кара-Корумский отрезок альпийской геосинклинальной области, происходит резкое возрастание градиентов, достигших значения $2,00 \cdot 10^{-9}$ см/год·см в неоген-нижнечетвертичное время. С конца палеогена стерлись различия в характере проявления тектонических движений в геосинклинальной и платформенной областях, что и обусловило объединение рассматриваемых кривых.

Начало альпийского этапа в Крымско-Кавказской геосинклинальной области отмечается сравнительно высоким градиентом $0,907 \cdot 10^{-9}$

см/год·см в ранней и средней юре. В дальнейшем происходит понижение градиента, который в раннем мелу оценивается в $0,394 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. Незначительное повышение активности тектонических движений было в позднем мелу и большей части палеогена. Со временем общей инверсии в олигоцене связано и резкое возрастание градиента, достигшего в неоген-четвертичное время $0,919 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*.

Примерно также происходило развитие Кавказской части Крымо-Кавказской геосинклинальной области. Здесь начало альпийского этапа ознаменовалось значительным градиентом (до $1,12 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*) в ранней юре. Затем, в общем, произошло его понижение по поздний мел включительно, когда градиент не превышал $0,40 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. С палеогена в связи с общей инверсией происходило нарастание контрастности тектонических движений, что привело к резкому увеличению значений градиентов, которые в позднем палеогене достигли $0,80 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*, а в чокракское время $1,60 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*.

Развитие тектонических движений в Карпатской геосинклинальной области было специфичным. В течение почти всего альпийского этапа, начавшегося здесь с триаса, ему присущи незначительные градиенты, варьирующие в пределах от $0,116 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см* в ранней и средней юре до $0,135 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см* в позднем мелу. Таким образом, общий ход тектонической активности с начала юры по поздний мел протекал на уровне молодых платформ, о которых будет сказано в дальнейшем. Повышение скорости тектонических движений происходит с палеогена и так же, как в Крымо-Кавказской геосинклинальной области, связано со временем общей инверсии. В неоген-четвертичное время градиент достиг своего максимума для этого региона $0,670 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*.

Для Альпийской геосинклинальной области Туркмено-Хорасанских гор мы не располагали материалом для начала этапа, который здесь, как и на Большом и Малом Кавказе, наступил с начала юры. Поэтому количественные оценки тектонических движений отображены на графике, начиная с раннего мела, и выражены небольшим градиентом $0,23 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. С раннего мела происходит резкое падение градиента, и в палеогене он снижается до $0,06 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. Такое значительное уменьшение градиента представляет, как видно из графика и таблицы, исключение не только для геосинклинали, но и почти для всех молодых платформ. Заключительная стадия развития альпийского этапа проявилась здесь примерно так же, как и в других рассматриваемых геосинклинальных областях этого времени. С конца палеогена резко возрастает тектоническая активность, и соответственно резко увеличивается значение градиента, достигшего $1,77 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см* в акчагыле.

Как известно (Пушаровский, 1960; Резанов, Зарудный, 1962), чрезвычайно своеобразную геосинклинальную область представляла собой территория, расположенная к северо-востоку от р. Лены. Специфичность геосинклинальной истории развития Северо-Востока СССР заключается в некоторой растянутости конца герцинского этапа и в сильно укороченном альпийском, в очень низкой контрастности тектонических движений, а также в ряде других геологических явлений. Перечисленные особенности нашли свое отражение в кривой градиентов. Ранняя пермь характеризовалась градиентом тектонических движений $0,25 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. В поздней перми и триасе происходит увеличение значения градиентов, которое своего максимума достигает в позднем триасе $0,41 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см* и совпадает со временем общей инверсии и концом герцинского этапа. Во время ранней и средней юры происходит спад тектонической активности до $0,28 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см* и новый ее подъем в поздней юре до $0,42 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*, и снова понижение в раннем мелу до $0,31 \cdot 10^{-9}$ *см/год·см*. Со временем поздней юры и раннего мела связан конец альпийского этапа и геосинклинального режима. Как видно,

самый конец этапа здесь характеризуется не повышением значения градиента скорости тектонических движений, а его понижением.

Рассматривая в целом кривую градиентов этой геосинклинальной области, видим, что она занимает своеобразное положение в пределах всего графика, а именно — примерно его центральную часть, располагаясь между минимальными значениями градиентов для геосинклинальных областей и наибольшими для древней платформы, и может быть охарактеризована, в общем, градиентами от $0,25 \cdot 10^{-9}$ до $0,42 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Своеобразие этой кривой является и в том, что на ней нет больших различий в величине градиентов, что хорошо подчеркивает низкую контрастность тектонических движений этой области.

Территории молодых платформ представлены тремя кривыми. Одна из них, тесно связанная с геосинклинальной кривой Памира и прилегающих частей Азии, была уже рассмотрена выше. Две другие составлены для части эпигерцинской платформы в пределах Восточного Казахстана и Западной Джунгарии и для молодых платформ Скифской и Туранской, обрамляющих эпипротерозойскую часть Восточно-Европейской платформы.

Начальная стадия развития эпигерцинской платформы Восточного Казахстана и Западной Джунгарии в триасе характеризуется сравнительно высоким градиентом, равным $0,19 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. В период ранней и средней юры фиксируется повышение тектонической активности, которое может быть выражено градиентом $0,27 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, но после доггера происходит ее спад вплоть до верхнего мела. Наиболее низкое значение градиента $0,06 \cdot 10^{-9}$ см/год·см характеризует время позднего мела и большей части палеогена. С начала развития этапа активизации тектонических движений с конца палеогена произошло резкое повышение значений градиентов скоростей тектонических движений, достигших своего максимума $3,01 \cdot 10^{-9}$ см/год·см в конце неогена и раннечетвертичном времени.

Вертикальные тектонические движения в юре на территории молодых платформ, обрамляющих с юга докембрийский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы, могут быть оценены градиентом $0,117 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, но в мелу происходит хотя и незначительное его понижение до $0,097 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Новый спад в значениях градиентов был на границе мела и палеогена, когда градиент с $0,097 \cdot 10^{-9}$ см/год·см снизился до $0,065 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. В связи с общей инверсией режима тектонических движений в смежных геосинклинальных областях в конце альпийского этапа происходит повышение тектонической активности и в рассматриваемых платформенных областях, что нашло свое выражение в увеличении значений градиентов в позднепалеогеновое и раннеогеновое время до $0,126 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Дальнейшее повышение градиента до $0,135 \cdot 10^{-9}$ см/год·см имело место в позднем неогене — четвертичное время.

Одной из наиболее интересных частей рассматриваемого графика является кривая, отображающая сквозной ход развития вертикальных тектонических движений через три неотектонических этапа древней платформы — эпипротерозойской части Восточно-Европейской платформы. Кривая для этой области Восточно-Европейской платформы, помимо того, что она показана на общем графике (см. рис. 1), построена и отдельно (см. рис. 2) в более крупном масштабе, который позволил показать более рельефно ряд мелких особенностей, не выявляющихся в первом случае. Можно отметить, что в течение раннего палеозоя древняя платформа обладала малой подвижностью и характеризовалась очень низким градиентом, колебавшимся от $0,040 \cdot 10^{-9}$ см/год·см в кембрии до $0,047 \cdot 10^{-9}$ см/год·см в ордовике. Однако в силу развития восходящих движений произошло резкое его возрастание, достигшее в это время $0,074 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. В девоне было значительное пониже-

ние градиента до $0,047 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, продолжавшееся и в карбоне. В перми градиент незначительно повысился до $0,048 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Новое его падение, хотя и очень незначительное, произошло в триасе, а своего минимума оно достигло (до $0,044 \cdot 10^{-9}$ см/год·см) в ранней и средней юре. В поздней юре градиент увеличивается до $0,051 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, а в раннем мелу, незначительно понизился. Новое увеличение было в позднем мелу, а в палеогене и раннем неогене он снова снизился до $0,041 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Наконец, в позднем неогене — четвертичном периоде градиент значительно возрос — до $0,067 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Таким образом, видно, что древняя платформа обладала весьма значительной подвижностью на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Причем



Рис. 2. График изменения средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений для Восточно-Европейской платформы:

1 — для эпипротерозойской части; 2 — для Восточно-Европейской платформы в целом

эта подвижность, хотя и не плавно, но возрастала в целом от палеозоя к кайнозоя, если не считать силурийского всплеска тектонической активности, как по амплитуде перепадов градиентов, так и по частоте смены их значения. Для сравнения на графике приведена кривая градиентов для Восточно-Европейской платформы в целом. Как видно, она повторяет конфигурацию кривой для эпипротерозойской части, но по значению градиентов занимает промежуточное положение между ней и кривой для молодых платформ, обрамляющих ее.

Как известно, в течение геотектонического этапа неоднократно происходит смена знака движений, а конец его обычно завершается общей сменой режима с преимущественным развитием восходящих тектонических движений. Поэтому казалось бы, что проводившееся определение градиента скорости вертикальных нисходящих движений не сможет уловить смены в направленности движений. Однако, как это видно из приведенного материала, в периоды развития восходящих движений резко возрастает и градиент скорости нисходящих. Это еще раз указывает на тесную взаимосвязь друг с другом этих различных процессов. Сказанное можно продемонстрировать рядом примеров. Рассматривая в целом кривые для геосинклиналей и платформ, видим, что выделяемые этапы — каледонский, герцинский и альпийский проявляются в этих областях, в общем, одновременно и разница состоит лишь в различной величине градиента скорости вертикальных нисходящих тектонических движений. Некоторое исключение представляет территория Северо-Востока СССР, о чем говорилось выше. Так, если конец каледонского этапа геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии в силуре оценивается градиентом $1,34 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, то в пределах эпипротерозойской части Восточно-Европейской платформы в это же время он составляет $0,074 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. Соответственно конец герцинского этапа в перми характеризуются следующими значениями градиентов: $0,92 \cdot 10^{-9}$ и $0,048 \cdot 10^{-9}$ см/год·см.

Альпийский этап в Крымо-Кавказской геосинклинальной области завершился в неоген-четвертичное время градиентом $0,919 \cdot 10^{-9}$

см/год·см, а в пределах древней части Восточно-Европейской платформы градиентом $0,067 \cdot 10^{-9}$ см/год·см.

Своеобразной является та часть графика, которая ограничена градиентами от $0,1 \cdot 10^{-9}$ до $0,4 \cdot 10^{-9}$ см/год·см. В этой полосе происходит переплетение кривых, отображающих развитие тектонических движений различных альпийских геосинклинальных областей и эпигерцинских платформ. Таким образом, она обнимает тот средний диапазон градиентов, который присущ как молодым платформам, так и геосинклиналям. Выше от этой полосы уже лежит область градиентов, свойственная исключительно альпийским геосинклиналям. А ниже ее — в основном платформам. Не случайно поэтому, что кривая для геосинклинальной области Северо-Востока СССР расположена целиком в этой полосе, подчеркивая тем самым, что по характеру тектонических движений она занимает промежуточное положение между геосинклиналями и платформами. Также с этой полосой связана бо́льшая часть кривой для Карпатской геосинклинальной области, которая только в позднем палеогене в период общей инверсии выходит за ее пределы.

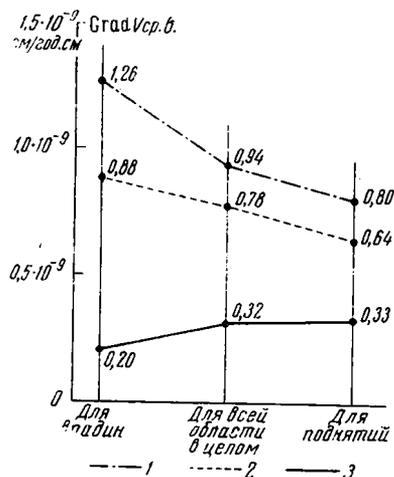


Рис. 3. График средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений за весь этап активизации для:

1 — Тянь-Шаня; 2 — Восточного Казахстана и Западной Джунгарии; 3 — Западного Саяна и Западной Тувы

Высокая подвижность молодых платформ, однозначность во многих случаях градиентов для них и геосинклиналей в определенной степени говорит за то, что может быть прав Ю. М. Шейнманн (1959), который платформами называет только древние платформы, а молодые относит к выделяемым им зонам завершённой складчатости.

Небезинтересной является и та часть графика, которая отвечает позднему мелу и почти всему палеогену.

В это время произошло резкое снижение градиента скорости тектонических движений во всех рассматриваемых геотектонических областях. Т. е. имело место затишье тектонической активности перед ее бурным, а также повсеместным всплеском, начавшимся с конца палеогена.

На рис. 3 показан график средневзвешенных градиентов скорости вертикальных тектонических движений, как восходящих, нисходящих, так и средних для Тянь-Шаня, Восточного Казахстана и Западной Джунгарии, Западного Саяна и Западной Тувы в течение этапа активизации. В этом случае в основу составления карт градиентов были положены схемы новейших движений, на которых изолиниями отображены те деформации, которые претерпела древняя доэригичная поверхность выравнивания за период с конца олигоцена по четвертичное время включительно (Крестников, 1962; Крестников, Рейснер, 1966, 1967). Во всем остальном методика была такой же, как и при составлении карт градиентов скорости вертикальных нисходящих тектонических движений по схемам мощностей осадков. На рассматриваемом графике по оси ординат отложены значения градиентов, а по оси абсцисс показан знак движения и средний градиент для области в целом. Этот график хорошо иллюстрирует своеобразие проявления тектонических движений этапа активизации в различных по своей геологической истории областях. На нем видно общее уменьшение значения градиента к востоку от Тянь-Шаня, а также постепенное увеличение в этом же направлении роли восходящих движений над нисходящими. Так, если на Тянь-Шане градиент

нисходящих движений преобладает на $0,46 \cdot 10^{-9}$ см/год·см над восходящими, то в области Восточного Казахстана и Западной Джунгарии эта разница сглаживается и превышение достигает всего лишь $0,24 \cdot 10^{-9}$ см/год·см, а в Западном Саяне и в Западной Туве значение градиента восходящих движений уже доминирует над нисходящими на $0,13 \cdot 10^{-9}$ см/год·см.

Подводя итоги, отметим следующее. Рассмотренная методика позволяет графически на одной схеме для ряда различных геотектонических областей показать выраженный количественно такой общий и основной признак для геосинклиналей и платформ, как скорость и контрастность тектонических движений. На графике, как нам представляется, хорошо отображено общее ускорение темпа тектонических движений в общей эволюции Земли, на что ранее указывал Г. Штилле (Stille, 1946) и С. Н. Бубнов (1960; Bubnoff, 1935). К этому выводу, на основании ряда других соображений, ранее пришли Л. Б. Рухин (1959), В. Е. Хаин (1958), М. Кэй (Kay, 1956). Не менее отчетливо видно, что ускорение тектонических процессов во времени, увеличение амплитуды и контрастности движений происходило не по плавно воздымающейся кривой, а по ломаной, часто со значительными перепадами.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 1—2, Госгеолтехиздат, 1961—1962.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 8, 1959.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. Сов. геология, № 6, 1966.
- Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Новейшая тектоника Восточного Казахстана и Джунгарии. Геотектоника, № 2, 1967.
- Проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале. (Сравнительная сводка геохронологических шкал, опубликованных за последнее время для фанерозоя (Pz + Mz + Kz)). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1966.
- Пекарская Т. Б. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным на апрель 1964 г. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. Изд-во АН СССР, 1960.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоранских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Рейснер Г. И. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1960.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Госгеотехиздат, 1959.
- Хаин В. Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли. Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, № 1, Изд-во «Сов. наука», 1958.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. Всес. н.-и. ин-та золота и редких металлов, вып. 49. Магадан, 1959.
- Bubnoff S. Das Alter der Erde und der Gang der Erdgeschichte. Naturwiss., B. 23, H. 29, 1935.
- Kay M. Sediments and subsidence through time.—Geol. Soc. America, Spec., paper, v. 62, 1956.
- Stille H. Die assyntische Ara und der vor-, mit- und nachassyntische Magmatismus. Z. Deutsch. Geol. Ges., B. 98, 1946.

Институт физики Земли
АН СССР
Москва

Статья поступила
5 июня 1957 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(477.9)

Л. Г. ПЛАХОТНЫИ

БАЙКАЛИДЫ В СКЛАДЧАТОМ ОСНОВАНИИ ВОСТОЧНОГО КРЫМА

К характерным особенностям геологической структуры равнинного Крыма относятся значительные отличия в строении западной и восточной его частей. Это положение, высказанное в результате изучения третичных отложений Крыма (Маймин, 1951), в значительной мере справедливо и по отношению к его глубинному строению, находящему отражение в характере геофизических полей.

Примерно по линии Октябрьское — Белогорск гравитационное поле равнинного Крыма резко меняет свое простирание с северо-западного на северо-восточное; последнее выдерживается далеко к востоку в пределах западной части Азовского моря. В районе с. Новоцарицыно в гравитационном поле северо-восточной ориентировки выделяется крупная положительная аномалия (рисунок), уже длительное время являющаяся объектом оживленного обмена мнениями в отношении ее природы. Одни исследователи полагали, что аномалия соответствует поднятию, выраженному в поверхности фундамента и нижних горизонтах осадочного чехла (Дикенштейн, 1957; Гуревич, 1959; Каменецкий, 1963 и др.), другие связывали ее с наличием плотных магматических масс в теле фундамента вдоль глубинного разлома (Лычагин, 1958; Чекунов, 1957) или же объясняли ее гравитационным эффектом самого разлома (Соллогуб, 1960).

Полученные в последние годы фактические данные как будто подтверждают правильность различных точек зрения. С одной стороны, сейсмическими исследованиями КМПВ и ГСЗ в районе аномалии установлен перегиб по фундаменту, соответствующий в плане выступу (Соллогуб, Чекунов и др., 1964). С другой стороны, этими же работами в центральной части выступа выявлена зона глубинного разлома, выполненная, по мнению указанных авторов, плотными магматическими массами. Наличие последних подтверждается результатами бурения Нижнегорской параметрической скважины, встретившей в толще метаморфических пород интрузивное тело основного состава, в котором скважина была остановлена (Савицина, Плахотный, 1965). На основании произведенных расчетов сделан вывод, что основной гравитационный эффект создается здесь не Новоцарицынским выступом фундамента, а наличием плотных магматических пород, выполняющих зону глубинного разлома (Соллогуб, Чекунов и др., 1963, 1964). Этот разлом В. Б. Соллогуб и его соавторы именуют Мелитопольско-Новоцарицынским, протягивая его на юго-юго-запад в район Алушты и Гурзуфа, а на северо-северо-восток — к Мелитопольскому разлому.

Не вызывает, однако, сомнения, что Новоцарицынская аномалия пространственно очень тесно связана с Западно-Азовской, которая интерпретируется как поднятие фундамента и рассматривается Я. П. Маловицким (1964) и Г. В. Чернявским (1967) в качестве восточного продолжения Новоцарицынского выступа. Особенно отчетлива пространственная связь Новоцарицынской и Западно-Азовской аномалий в остаточном гравитационном поле. Однако простирание последней не соответствует простиранию Мелитопольско-Новоцарицынского разлома. Следовательно, природа этих аномалий, расположенных в единой аномальной зоне гравитационного поля, не может быть объяснена с позиций существования Мелитопольско-Новоцарицынского разлома.

Анализ геолого-геофизических материалов приводит к выводу, что резкая смена простирания гравитационного поля в восточной части равнинного Крыма и наличие единой Новоцарицынско-Западно-Азовской аномальной зоны отражают прежде всего особенности структуры фундамента в этом районе. Восточно-Крымский участок разных простираний гравитационного поля отражает стык фундаментов различной консолидации. В пользу этого свидетельствуют следующие фактические данные.

В пределах Новоселовского поднятия, характеризующегося субширотной и северо-западной зональностью гравитационного поля, несколькими скважинами вскрыт комплекс сероцветных терригенных, карбонатных и магматических пород, отвечающий по возрасту среднему (?) и верхнему палеозою. Эти породы принадлежат герцинскому основанию и представлены в основном углисто-серицит-кварц-мусковитовыми, кварцево-сланцевыми, кварцево-сланцево-карбонатно-углистыми и другими сланцами, известняками, песчаниками и алевролитами, а также интрузивами основного и среднего состава.

В районе г. Нижегородска в пределах Новоцарицынской аномалии под нижним мелом вскрыты зеленокаменные эпизональные метаморфические породы, представленные серо-зелеными сланцами эпидото-актинолитового, альбито-актинолитового, хлорито-актинолито-серицитового и другого состава. Сильнее выраженный метаморфизм этих пород по сравнению с верхнепалеозойскими сероцветными сланцами Новоселовского

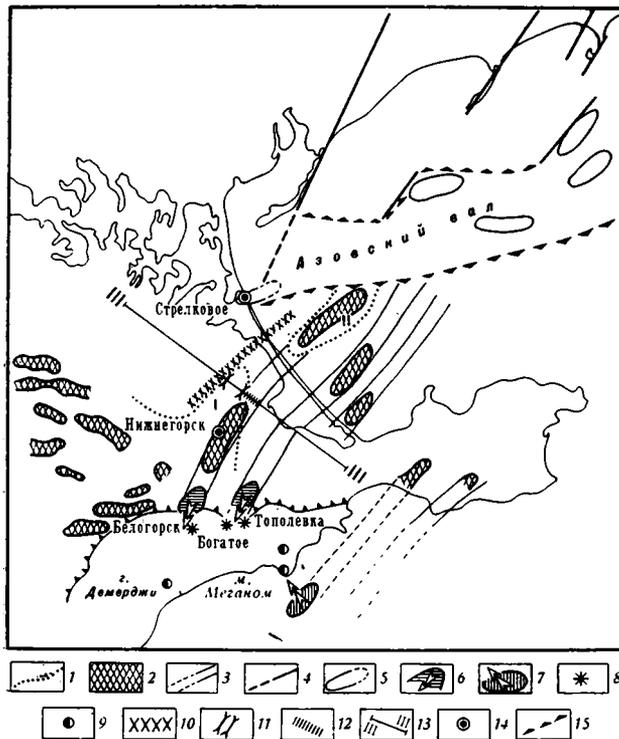


Схема расположения байкальских структур Белогорско-Западно-Азовской зоны

1 — гравитационные аномалии: I — Новоцарицынская, II — Западно-Азовская; 2 — остаточные гравитационные аномалии; 3 — зоны предполагаемых байкальских структур; 4 — разломы; 5 — локальные поднятия; 6 — предполагаемые участки островной суши, служившей источником глыб и галек зеленых сланцев в неокомских конгломератах; 7 — вероятные источники сноса галек рифейских гранитов мыса Меганом; 8 — районы скопления глыб и галек зеленых сланцев в неокомских конгломератах; 9 — районы скопления значительных количеств галек и валунов рифейских гранитов; 10 — зона повышенных градиентов силы тяжести; 11 — положение боковых поверхностей, ограничивающих зону глубинного разлома; 12 — участок преломляющих границ с большим затуханием головной волны; 13 — линия профиля КМГВ; 14 — скважины, вскрывшие породы фундамента; 15 — контуры Азовского вала

поднятия наряду с резко отличным простиранием структурных элементов фундамента этого района свидетельствуют о принадлежности вскрытых образований к более древнему структурному комплексу, — скорее всего, докембрийскому по аналогии с зеленокаменными породами Кавказа и Добруджи (Хаин, 1967; Янович, Джюшке и др., 1961). О. В. Снегирева и А. Е. Каменецкий (1965) относят эти породы к раннему палеозою или позднему протерозою, рассматривая их как геосинклиальные образования каледонского цикла.

В остаточном гравитационном поле (Бураковский, Гуревич, 1965) Новоцарицынская аномалия является звеном в цепочке положительных аномалий, прослеживающихся от Азовского моря к району г. Белогорска. Именно в этом направлении протягивал Новоцарицынский выступ Г. Х. Дженштейн (1957), впервые выделивший его в качестве

тектонического элемента. На продолжении указанной полосы остаточных аномалий южнее г. Белогорска среди неокомских конгломератов известны крупные глыбы зеленых сланцев, привлекавшие внимание многих исследователей и описанные под названием «кристаллических сланцев». П. А. Двойченко (1927) условно относил эти породы к силуру, сравнивая их со сходными образованиями Бессарабии и Западного Кавказа. М. В. Муратов (1960) предполагал их нижнепалеозойский или докембрийский (протерозойский) возраст. Э. А. Новиков и А. И. Шалимов (1965) на основании радиометрических определений высказывают предположение о возможности более молодого (верхнепалеозойского) возраста серицит-эпидотовых сланцев, слагающих белогорские глыбы. Приведенные ими данные не могут, однако, считаться решающими, если учесть, что по калий-аргоновым определениям возраст протерозойского (в верхнем пределе — нижнекембрийского) комплекса пород древнего основания на Северном Кавказе и Дзиркульском массиве и в других районах Альпийского геосинклинального пояса получается также обычно гораздо моложе (Хаин, 1967), отражая, вероятно, время повторных магматических и метаморфических процессов.

Близость источника сноса для глыб «кристаллических сланцев» предполагал еще К. К. Фохт (1900), по мнению которого наличие глыб в нижнемеловых конгломератах указывает на остатки разрушенного здесь древнего кряжа, названного им Мезотаврическим. К. К. Фохт (1912) и Н. А. Двойченко (1927) считали даже некоторые выходы «кристаллических сланцев» южнее г. Белогорска коренными. Однако, как указывалось в ряде более поздних работ (Муратов, 1960 и др.), коренных выходов метаморфических сланцев в этом районе не существует. Большинство исследователей приходит к выводу, что экзотический материал при накоплении конгломератов Белогорского прогиба поступал за счет размыва прилегающих с севера участков суши (Добровольская, Сальман, 1960; Муратов, 1960; Новиков, Шалимов, 1965; Снегирева, Каменецкий, 1965 и др.).

Э. А. Новиков и А. И. Шалимов (1965) указывают при этом на Симферопольское поднятие, как на источник сноса глыб метаморфических сланцев в барремское время. Т. И. Добровольская и Г. Б. Сальман (1960) рассматривают в качестве области сноса обломков зеленых сланцев Новоцарицынский выступ. Как выяснилось после бурения Нижнегорской параметрической скважины, по крайней мере средняя часть современного Новоцарицынского выступа не могла служить источником сноса, так как была перекрыта в готерив-барремское время морем. Следовательно, размыву подвергались участки суши, располагавшиеся юго-западнее, на небольшом удалении от современного местонахождения крупных глыб зеленых сланцев.

Сопоставление геолого-геофизических данных позволяет сделать вывод, что положительным остаточным аномалиям Белогорско-Западно-Азовской тектонической зоны отвечают, вероятно, в фундаменте участки байкальской складчатой системы, сложенные эвгеосинклинальным комплексом зеленокаменных пород предположительно рифейского возраста.

По-видимому, в готерив-барремское время вдоль приподнятого края молодой платформы выделялись отдельные скалистые островные массивы, сложенные плотными зеленокаменными породами, служившими источниками экзотического материала, в том числе крупных глыб, образующих в полосе неокомских конгломератов, скорее всего, спорадические скопления по линиям байкальских складчатых структур, ориентированным в северо-восточном направлении.

Следующая к юго-востоку погребенная гряда древнего байкальского сооружения намечается цепочкой положительных остаточных аномалий, протягивающейся от юго-западной части Азовского моря в направлении устья р. Индол к с. Тополевка и д. Богатое, в районе которых также известны крупные глыбы зеленых сланцев среди нижнемеловых конгломератов. Средняя часть этой зоны, вероятно, погребена под мощные толщи юрских отложений, так как не находит отражения в гравитационном поле. Аналогичную зону выходов протерозойских пород под меловыми и, возможно, юрскими отложениями можно предполагать к северо-востоку от Старого Крыма, в районе которого М. В. Муратов (1937) описал обильные гальки хлорит-серицитовых сланцев. Судя по имеющимся геолого-геофизическим данным, описанные древние массивы позднекембрийского основания имеют, скорее всего, характер горстовых поднятий.

Выделяемая в восточном Крыму и Азовском море полоса байкальской складчатости является, очевидно, реликтом более обширной зоны байкальской консолидации, существовавшей к северу и к югу от современной Черноморской впадины (Миляновский, 1967). Значительная часть ее была раздроблена и переработана последующими движениями герцинского и альпийского геосинклинальных циклов.

На основании анализа обширного материала по тектоническому строению складчатых поясов М. В. Муратов (1967) пришел к выводу о чрезвычайно широком развитии байкалид. По его мнению, к концу протерозоя — началу палеозоя, по-видимому, вся территория складчатых поясов между древними платформами представляла собой области развития байкальской складчатости. Сохранившиеся в конце протерозоя внутри более молодых геосинклинальных систем участки байкальской складчатости образуют срединные массивы. Очевидно, такое же положение занимают древние структуры Белогорско-Западно-Азовской зоны.

Восточная часть Крымского горного сооружения, возникшего на месте раннепротерозойского геосинклинального прогиба, расположена под углом к структурам байкальской фундамента в Равнинном Крыму, срезая их, по-видимому, по линии глубинного

разлома, ограничивавшего с севера геосинклинальный прогиб. О продолжении структур байкальской складчатой системы к югу от Горного Крыма можно судить лишь в предположительной форме. Весьма интересны в этом отношении находки галек и валунов гранитных пород среди верхне-юрских конгломератов на горах Демерджи близ Алушты, Туклук-Сыр около Судака и на мысе Меганом, где они составляют 1—2% объема обломочного материала (Юрк, Добровольская, 1965, 1966). По данным определения абсолютного возраста, значительная часть гранитов относится к докембрию (риффею). Положение источников сноса их не установлено. Ю. Ю. Юрк и Т. И. Добровольская (1966) предполагают, что гранитные гальки и валуны образовались за счет размыва Черноморского срединного массива, существовавшего с рифея и вышедшего на поверхность в верхнеюрское время южнее современного Горного Крыма.

Обращает на себя внимание то, что повышенное содержание галек и валунов гранитов в верхнеюрских конгломератах отмечается в районах, расположенных на продолжении гипотетических байкальских складчатых структур Равнинного Крыма или вблизи этих зон. Возможно, что байкальские структуры, существовавшие южнее Восточного Крыма, характеризовались также северо-восточной зональностью и протягивались южнее мыса Меганом в пределы современной юго-западной равнины Керченского полуострова. Иначе трудно объяснить отчетливо выраженную северо-восточную ориентировку развитых здесь линий антиклинальных структур, вытянутых вдоль разломов, унаследованных, возможно, от древнего этапа развития этой территории. Очень вероятно, что описанный А. Д. Архангельским (1929) и М. А. Муратовым (1960) участок материковой отмели южнее Феодосийского залива и Карадага, характеризующийся прямолинейными очертаниями и ограниченный относительно крутыми склонами, отвечает птребной глыбе докембрийский пород.

Таким образом, реликты байкальской складчатой области, сохранившиеся в виде срединных массивов, распространены к северу и к югу от горного сооружения Крыма. Структурные элементы байкальского основания в этих районах характеризуются северо-восточной зональностью. Можно полагать, что наличие зоны жестких срединных массивов к юго-востоку от современного Горного Крыма, обусловило кулисообразность в расположении Крымского и Кавказского мегантиклинорий, а система разломов северо-восточной ориентировки в позднедокембрийском фундаменте предопределила в дальнейшем зональность и простирание складок южных частей Керченского и Таманского полуостровов.

В свете изложенного представляется возможным более определенно судить о структурных взаимоотношениях Новоцарицынского выступа и Азовского вала. Многие исследователи (Соллогуб, Чекунов и др., 1963, 1964; Бураковский, Гуревич, 1965 и др.) рассматривают Новоцарицынский выступ в качестве юго-западного продолжения Азовского вала. Более достоверна, на наш взгляд, точка зрения Я. Н. Маловичко (1964) и Г. В. Чернявского (1967), считающих Западно-Азовское поднятие северо-восточным продолжением Новоцарицынского выступа. Структуры же Азовского вала, имеющего в основании более молодой фундамент, протягиваются в субширотном направлении, образуя азимутальное несогласие с Новоцарицынско-Западно-Азовской зоной. Как показывают новые данные бурения и геофизических исследований, они прослеживаются в северной части Арабатской стрелки (район с. Стрелковое), погружаясь в западном направлении вплоть до района с. Славянское.

В заключение необходимо отметить, что простирание структурных элементов фундамента Белогорско-Западно-Азовской тектонической зоны очень близко к простиранию значительной части разломов южного края Приазовского массива, подчеркнутому ориентировкой кос северного побережья Азовского моря (Довгань, 1967). По крайней мере некоторые из этих разломов существовали, или скорее всего, возникли в протерозое (Кравченко, 1965) и были, вероятно, омоложены последующими тектоническими движениями. Часть из них находит фрагментарное продолжение в пределах Азовского моря, осложняя строение молодых структур. Следовательно, байкальская складчатость, проявившаяся к югу от Украинского кристаллического щита, вероятно, в какой-то мере наследила тектоническую зональность более ранних орогенических циклов протерозоя.

Литература

- Архангельский А. Д. Причины Крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3, 1929.
- Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. Гипсометрия поверхности складчатого основания Равнинного Крыма. Присивашья и Азовского моря. Геотектоника, № 1, 1965.
- Гуревич Б. Л. Про геологічну інтерпретацію деяких гравітаційних аномалій Степового Криму. Докл. АН УРСР, № 6, 1959.
- Двойченко П. А. Стратиграфия Крыма. Зап. Крымск. о-ва естествоиспыт. и любит. природы, № 9, 1927.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов. геология, № 59, 1957.
- Добровольская Т. И., Сальман Г. Б. О готерив-барремских конгломератах восточного Крыма. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.

- Довгань Р. М. Про блокову будову зони зчленування Приазовського масиву з Причорноморською западиною. Докл. АН УРСР, Сер. Б, № 3, 1967.
- Каменецкий А. Е. Тектоника равнинного Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVIII, 1963.
- Кравченко Г. Л. До питання по тектоніку Північного Приазов'я. Геологічний ж., т. XXV, вып. 3, К, 1965.
- Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. XII, 1968.
- Маймин З. Л. Третичные отложения Крыма. Гостоптехиздат, 1951.
- Маловицкий Я. П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». Изд-во «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1967.
- Муратов М. В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, т. XII, 1937.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 10, 1967.
- Новиков Э. А., Шалимов Л. И. Некоторые новые данные о залегании и возрасте «кристаллических сланцев» Горного Крыма. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 12, 1965.
- Савицина Г. О., Плахотный Л. Г. Нові дані про природу Новоцарицинської гравітаційної аномалії. Доп. АН УРСР, № 6, 1965.
- Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, 1964.
- Снегирева О. В., Каменецкий А. Е. Основные черты геологического развития Крыма. Тр. ВНИИГаз, вып. 25 (33), 1965.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прстигов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Хилянский Л. А., Гаркаленко И. А., Шпрот Л. П., Никифорок Б. С., Бородулин М. А. Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. Геоф. сб. вып. 6 (8). Изд-во АН УССР, вып. 6 (8), 1963.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Хилянский Л. А. Природа Новоцарицинской гравитационной аномалии по данным сейсмических исследований. Геоф. сб. вып. 8 (10). Изд-во АН УССР, 1964.
- Фохт К. К. О древнейших образованиях Крыма. Изв. Геол. ком-та, т. 19, № 3, 1900.
- Фохт К. К. Кристаллические сланцы близ Еленовки и валуны их до истоков Карасу-Баши к югу от Карасу базара. Изв. Геол. ком-та, т. 31, № 1, 1912.
- Хайн В. Е. Современные проблемы тектоники Кавказа. Вестн. АН СССР, № 2, 1967.
- Чекунов А. В. Основні риси тектонічної будови Азово-Кубанської западини. Наук. зап., Київськ. ун-ту, т. 16, вып. 14, геол. зб. 7, 1957.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в Северном Причерноморье. Геофиз., сб., вып. 3 (14). Изд-во АН УССР, 1965.
- Чернявский Г. В. Тектоническое районирование и перспективы нефтегазоносности дна Азовского моря. Материалы геол. исслед. на территории Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Рост. ун-та, 1967.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Г. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. Карпато-Балканская геол. ассоциация, VII конгресс. Доклады, ч. III, София, 1965.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Г. И. Абсолютный возраст гранитов из валунов верхнеюрских конгломератов Крыма. В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». Изд-во «Наука», 1966.
- Янович В., Джюшке Д., Мутихак М., Мирэуце О., Кириак М. Общий обзор геологии Добруджи. Карпато-Балканская геол. ассоциация. V конгресс, Гид экскурсий. Бухарест, 1961.

Трест «Крымнефтегазразведка»
г. Симферополь

Статья поступила
15 декабря 1967 г.

Ю. П. НЕПРОЧНОВ, В. Н. МОСКАЛЕНКО

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МЕЖДУ СОЧИ И ГУДАУТОЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Морские сейсмические исследования в прибрежной зоне Краснодарского края и Западной Абхазии стали проводиться Институтом океанологии АН СССР с 1960 г. Целью исследований было выявление общих черт строения осадочной толщи этого района и характера перехода от Гудаутской отмели к области глубоководной впадины. Схема расположения сейсмических профилей и упрощенная батиметрическая карта приведены на рис. 1. В 1960 г. были выполнены наблюдения методом отраженных волн (МОВ) на профиле V к югу от Сочи. В 1961—1962 гг. были продолжены исследования МОВ, а также проведены работы методом преломленных волн (МПВ) на Гудаутской отмели. Большинство профилей МОВ находится в пределах подножья материкового склона (глубины моря 1000—1800 м); восточная половина профиля IX расположена на Гудаутской отмели.

Основные результаты исследований на профилях МОВ V и IX и на профиле МПВ I опубликованы (Непрочнов, Михно, 1961; Непрочнов, Москаленко, 1963). В этой статье приводятся результаты других экспедиций и дается совместный анализ и сейсмогеологическая интерпретация всех материалов по району исследований. Кроме авторов в работах участвовали Г. Н. Щиплецов, М. Ф. Михно, И. Н. Ельников и др.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмические работы МОВ были выполнены по методике точечных зондирований. На большинстве профилей регистрация отраженных волн осуществлялась на 4-канальную пьезосейсмографную косу, которая буксировалась судном на малом ходу. На профилях I—IV сейсмические волны принимались на одиночный гидрофон с предварительным усилением сигнал с которого поступал на узкополосные усилители АДО-5 (Непрочнов, Щиплецов, 1960). Расстояния между точками зондирования на профилях I—IV были равны 3—4 км, а на профилях V—IX — примерно 1—2 км. При работах МПВ применялась методика неподвижных регистрирующих станций и перемещающегося по профилю пункта взрывов (ПВ). Регистрация осуществлялась береговой станцией и сейсмическим радиобумом (Лунарский, 1962). На каждом профиле отстрелка производилась дважды: при постановке радиобума на расстояниях 10 и 20 км от берега. Прием сейсмических волн на берегу производился на 6-канальную установку, расположенную вдоль профиля. На каждый канал подключалась группа из 3—4 сейсмографов НС-3, которые устанавливались через 20 м на линии, перпендикулярной профилю. Расстояние между группами было равно 100 м, общая длина береговой установки 500 м. Взрывы производились с интервалом 1,0—1,5 км по профилю. Применялись заряды тротила весом 1—5 кг, которые подрывались на глубине около 40 м. Морские исследования осуществлялись на экспедиционных судах «Академик Ширшов» и «Академик Обручев».

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ МПВ

На сейсмограммах морских и береговых станций выделены следующие основные группы волн: преломленные волны P_1, P_2 и P_3 с кажущимися скоростями соответственно 2,1—2,4 км/сек, 4,4—5,4 км/сек и 5,6 км/сек, поверхностная волна P_n с кажущейся скоростью 1,7—1,8 км/сек, обменная волна со скоростью 3,4 км/сек и прямые водные волны со скоростью 1,48 км/сек. Волны P_1, P_2 и P_3 наиболее уверенно прослеживаются в первых вступлениях. Кроме них во вторых вступлениях выделены преломленно-отраженные волны, связанные с теми же границами. Для волн P_1 и P_2 получены встречные и нагоняющие системы годографов, а для волны P_3 имеется только одиночный годограф на южном участке профиля I.

Годографы и сейсмический разрез для профиля I были приведены в нашей первой статье (Непрочнов, Москаленко, 1963). Первая преломляющая граница G_1 характеризуется граничной скоростью 2,3 км/сек и залегает на глубине 0,3—0,5 км. Вторая граница G_2 имеет скорость 4,3 км/сек и залегает в среднем на глубине 1,5 км. Отмечается подъем этой границы в центральной части профиля. На профиле II получена сходная волновая картина и в основном аналогичный разрез. Однако определения дали более высокое значение скорости для второй границы. Учитывая результаты работ на обоих профилях, следует пока считать, что граничная скорость для этой границы может изменяться в пределах 4,3—5,0 км/сек. Приближенная оценка глубины залегания третьей границы дает значение около 5 км.

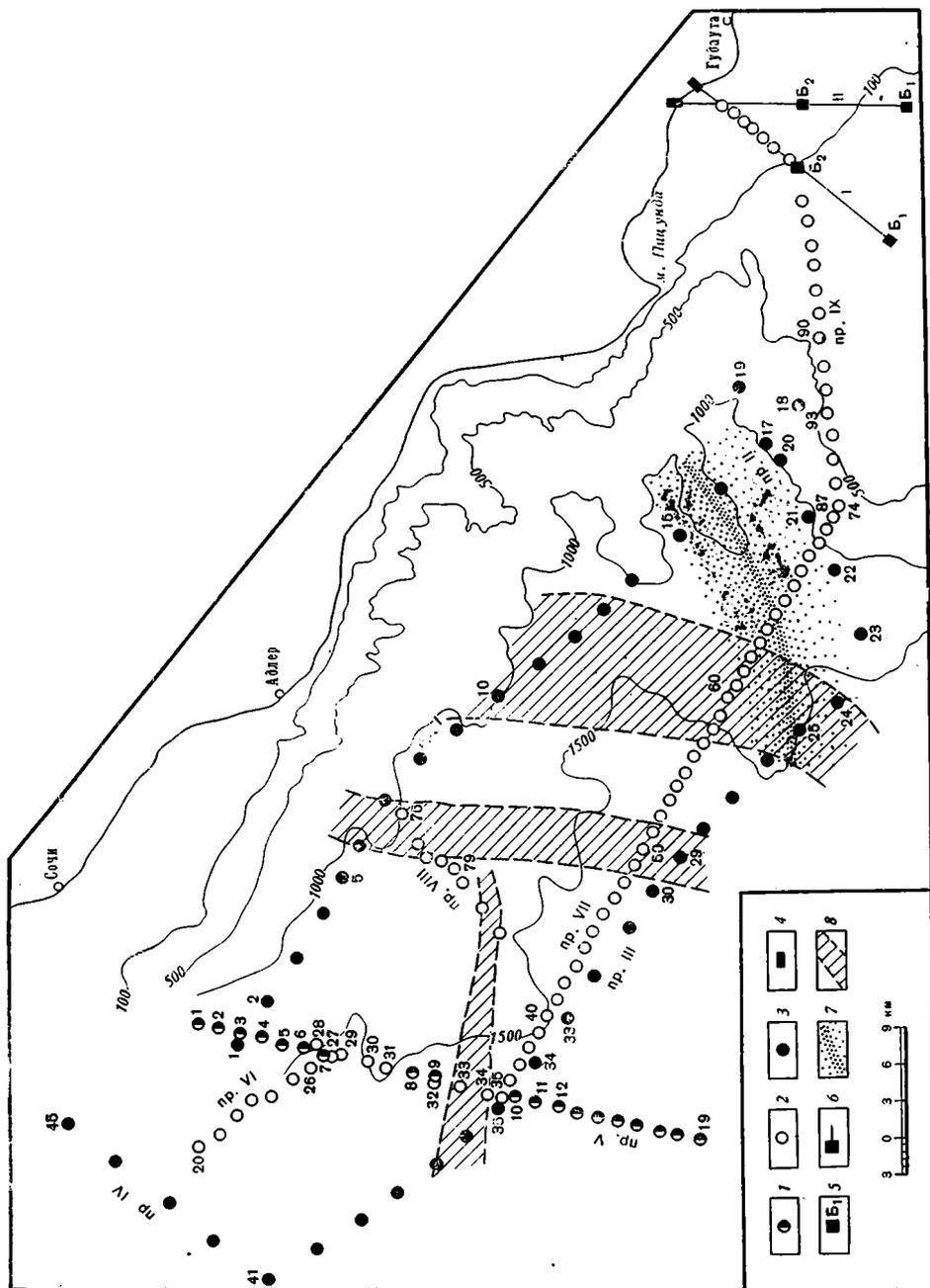


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей

1 — зондирования МОВ, выполненные в 1961—1962 гг.; 2 — зондирования МОВ, выполненные в 1961—1962 гг.; 3 — зондирования МОВ, выполненные по с одиночным гидрофоном; 4 — береговые регистрирующие станции; 5 — радиобуи; 6 — профили МПЗ; 7 — область нарушения корреляции отраженных волн сейсмическим профилем; 8 — зоны нарушения корреляции отраженных волн

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ МОВ

Глубина исследования на профилях МОВ зависела от сейсмогеологических условий, а также от используемой аппаратуры и от величины зарядов. На профилях I—IV, где применялись взрывы сравнительно небольших зарядов (0,2—1,0 кг на глубине 0,2—0,5 м) и регистрация велась на одиночный гидрофон и анализатор, сейсмические данные получены только для верхней части осадочной толщи (до глубины 0,1—0,5 км). Исключением составляет юго-восточный участок профиля III, где зарегистрированы отраженные волны от границ на глубине до 1 км ниже дна моря. Гораздо большая глубина исследования была на других профилях, где наблюдения осуществлялись с помощью сейсмокоды и применялись заряды весом 5 кг, взрываемые на глубине 1,5 м. На профилях V и VII осадочная толща изучена примерно до глубин 1,8 км, на профилях VI, VIII, и IX глубина исследования уменьшается до 1,0—1,5 км ниже дна моря.

На большинстве сейсмограмм выделяется значительное количество волн, отраженных от границ в осадочной толще. Так, на некоторых участках профилей VII и IX зарегистрировано до 14 отраженных волн. По этим профилям получены наиболее интересные сейсмические материалы. Примеры характерных сейсмограмм приведены на рис. 2. На северо-западном участке профиля VII (точки зондирования 35—40) после первого донного отражения D_1 в интервале примерно 1 сек регистрируется серия отраженных волн, среди которых наиболее устойчивым и хорошо коррелирующимся по динамическим признакам является отражение на времени 0,5—0,6 сек.¹ Затем отмечается интервал значительного успокоения записи, где не удается выделить регулярных отраженных волн. Величина этого интервала равна 0,5—0,7 сек. Далее на временах 1,5—1,9 сек. регистрируется группа из 3—4 волн. Среди них выделяется интенсивное отражение G_1 , которое хорошо прослеживается от точки к точке.

Указанные основные группы отраженных волн достаточно уверенно коррелируются примерно до середины профиля VII (точки 56—57). На участке между точками 57 и 64 прослеживание волн сильно ухудшается, а иногда становится совсем невозможным, особенно на больших временах. На участке между точками 62 и 68 через 0,2—0,5 сек. после первого донного отражения D_1 регистрируется интенсивная волна B_1 , амплитуда которой иногда даже превышает амплитуду волны D_1 .

Группа более глубоких отраженных волн уверенно коррелируется на юго-восточном участке профиля VII и на всем профиле IX. По характерным динамическим особенностям записей эта группа может быть предположительно отождествлена с аналогичной группой отражений, зарегистрированных на северо-западной половине профиля VII (см. рис. 2). Во многом сходные записи получены на профиле V, где также выделяется и прослеживается опорная группа глубоких отражений. На профилях VI и VIII, расположенных ближе к берегу на участках с более сложной морфологией дна, отмечается изменчивость сейсмических записей и снижение глубины исследования.

Для всех профилей МОВ построены сейсмические разрезы; два из них приведены на рис. 3. При вычислении глубин отражающих границ была принята переменная скорость, возрастающая по линейному закону от значения 1,5 км/сек на дне моря до 2,0 км/сек на глубине 2 км в осадочном слое. Выбранное распределение скорости является, конечно, условным и должно быть в дальнейшем уточнено по наблюдениям на удлинненных базах.

Как следует из рассмотрения сейсмических разрезов, осадочная толща в изученном районе характеризуется довольно сложным строением. Сравнительно спокойное, почти горизонтальное залегание отражающих границ наблюдается только на северо-западных участках профилей III и VII и на юге профиля V. Самый нижний отражающий горизонт расположен здесь примерно на глубине 1,8 км под дном моря. Его положение мало меняется по профилю V, хотя можно отметить тенденцию к подъему на южном конце профиля. Поднятию поверхности дна на профиле VII в районе точек 41—47 соответствует поднятие отражающих границ. На сейсмическом разрезе для этого профиля выделяется нарушенная зона между точками 57 и 64. Аналогичное нарушение корреляции глубоких границ можно видеть и на соседнем участке профиля III.

На Гудаутской отмели и ее западном склоне отражающие границы ведут себя спокойно и расположены почти согласно с поверхностью дна. Мощность осадков выше опорного отражающего горизонта G здесь равна приблизительно 1,5 км. Следует иметь в виду, что малая расчлененность осадочной толщи на восточном участке разреза для профиля IX не соответствует действительности, так как выделение отражений здесь затруднено из-за помех со стороны многократно отраженных волн в водном слое.

На сейсмических разрезах для профилей VII (точки 62—70) и III (точки 27—24) прослеживается поднятие дна, поверхность которого залегает несогласно со слоями в лежащих ниже осадках. Учитывая особенности сейсмических записей, о которых говорилось ранее, можно заключить, что это поднятие сложено сравнительно рыхлыми породами и, по-видимому, является наносным или оползевым телом.

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ МОВ И МПВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Сопоставление сейсмических разрезов МОВ и МПВ по Гудаутской отмели показывает, что преломляющая граница G_2 (скорость 4,3—5,0 км/сек) совпадает с отражающей границей G профиля IX. Расположенная выше на восточном конце профиля IX отражающая граница может быть отождествлена с преломляющим горизонтом G_1 (граничная скорость 2,3 км/сек).

Опираясь на материалы по стратиграфии и тектонике окружающей суши, изложенные в работах Е. К. Вахания (1940), И. О. Брода, Е. К. Вахания и Б. А. Соколова (1958), В. Б. Оленина, Б. А. Соколова и А. А. Троховой (1959), В. Б. Оленина и Б. А. Соколова (1959), была сделана попытка геологической интерпретации сейсмических данных. Преломляющая граница G_2 по значению скорости и в результате сопоставления глубин нами отнесена к кровле известняков нижнего палеогена и верхнего мела. Выше залегают песчано-глинистые породы третичной системы. Дополнительным

¹ Здесь и далее время отсчитывается от момента вступления первого донного отражения.

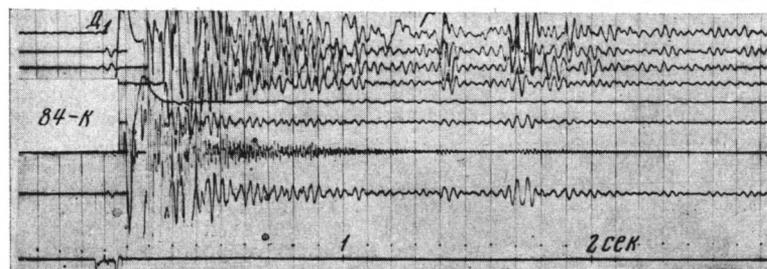
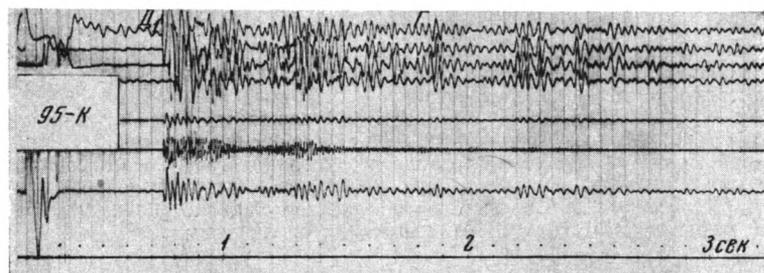
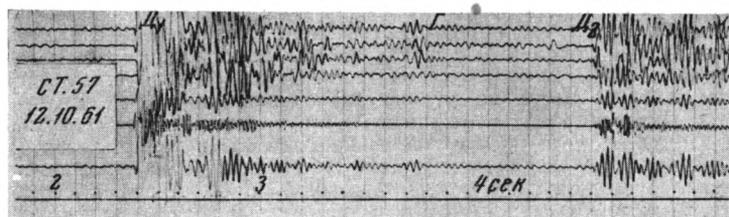
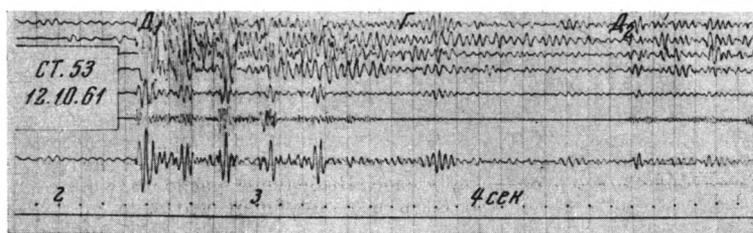
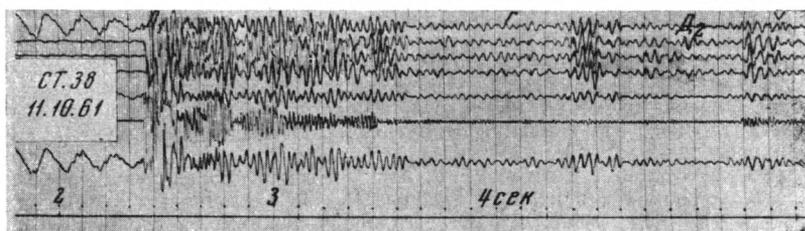
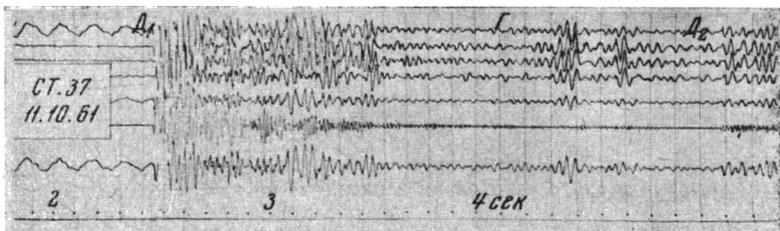


Рис. 2. Примеры сейсмограмм профилей VII и IX

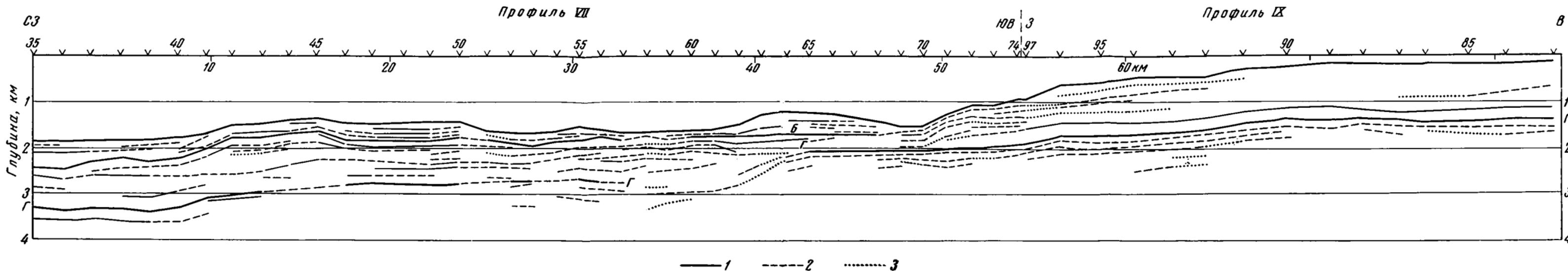


Рис. 3. Сейсмические разрезы по профилям МОВ
 1 — уверенная корреляция между зондированиями; 2 — менее уверенная корреляция; 3 — сомнительная корреляция

подтверждением правильности такой интерпретации может быть высокий динамический уровень и хорошая устойчивость соответствующей этой же границе отраженной волны Г. Большая интенсивность волны свидетельствует о резкой смене физических свойств пород на границе Г: переход от сравнительно рыхлых и низкоскоростных песчано-глинистых отложений к плотным карбонатным породам. Наличие группы отраженных волн, прослеживающихся по профилю IX, может говорить о горизонтальной слоистости верхней пачки известняков, о переслаивании известняков с другими породами.

Как отмечалось ранее (Непрочнов, Москаленко, 1963), выявленное в районе Гудаутской отмели погребенное антиклинальное поднятие известняков нижнего палеогена — верхнего мела находится на продолжении антиклиналы Псырца, образуя с ней единую антиклинальную зону. Учитывая результаты исследований возможной нефтегазоносности меловых отложений Западной Грузии (Брод, Вахания, Соколов, 1958; Оленин, Соколов, Трохова, 1959; Оленин, Соколов, 1959), Гудаутскую отмель следует считать районом, весьма перспективным в этом отношении.

На западном склоне Гудаутской отмели мощность покрывающих известняковую толщу осадков заметно уменьшается и в районе точек 69—70 равна примерно 0,6 км. На участке между точками 65 и 74 кровля известняков залегает почти горизонтально на глубине 2 км под уровнем моря. Далее на северо-запад по профилю VII эта граница имеет тенденцию к погружению, однако корреляция отраженных волн здесь неуверенная.

Работы МПВ в глубоководной части района не проводились, поэтому мы не имеем оснований для достаточно достоверного отождествления опорных отражающих границ профиля V и северо-западного участка профиля VII с определенными стратиграфическими горизонтами. По косвенным признакам — сходству динамических особенностей группы глубинных отражений этих участков в Гудаутской отмели — можно отражающую границу Г также отнести предположительно к кровле известняков нижнего палеогена и верхнего мела. Если это предположение верно, то мощность третичных и четвертичных отложений в самых глубоководных участках исследованного района равна 1,5—1,8 км.

На рис. 1 штриховкой показаны зоны нарушения корреляции отраженных волн, которые удалось наметить в результате сопоставления материалов по сейсмическим профилям. Эти зоны, очевидно, связаны с разломами. Самая крупная из них расположена к югу от Адлера и имеет меридиональное простирание. На сейсмическом разрезе для профиля VII видно, что в наибольшей степени нарушения охватывают нижнюю часть исследованной осадочной толщи, где можно предполагать вертикальные смещения слоев. Однако нарушения проявляются и в верхней части разреза, где также заметно ухудшилась корреляция отражающих площадок. Вторая меридиональная зона разломов намечается к югу от Сочи. Третья зона нарушений имеет субширотное простирание и прослежена по сейсмическим разрезам для профилей VII, V и III. Этот разлом более четко выражен в верхних осадочных горизонтах, что может в некоторой степени свидетельствовать о его сравнительной молодости. Следует отметить, что положение всех нарушенных зон, особенно двух последних, показано лишь ориентировочно из-за недостаточной детальности исследований.

Интересные результаты дает сопоставление выделенных нами зон разломов с картой эпицентров землетрясений этого района, приведенной в работе А. З. Каца и Д. Н. Рустановича (1961). Там ясно видны две субмеридиональные полосы эпицентров. Первая из них протягивается на север от Адлера вдоль долины р. Мзымты. Авторы связывают ее с поперечным глубинным разломом (очаги землетрясений расположены на глубине 6—7 км). На южном продолжении этой полосы находится еще один очаг землетрясений (в пределах верхней части материкового склона), а далее — зона нарушений, обнаруженная на сейсмических профилях. На существование поперечного разлома в этом районе Кавказа указывали ранее многие геологи (Милановский, Хаин, 1963; Сорский, 1966 и др.). Морские сейсмические исследования подтвердили продолжение разлома на юг, в область Черноморской впадины.

Вторая полоса эпицентров землетрясений расположена в долинах рек Шахе, Сочи и Мацеста. На морском ее продолжении лежит другой субмеридиональный разлом, выявленный по сейсмическим профилям.

На рис. 1 показано также наклонно-оползневое тело, о котором говорилось при описании сейсмических разрезов МОВ; его ось намечена более густо расположенными точками. Можно высказать предположение, что тело образовано в связи с выносом осадочного материала крупной рекой Бзыбь.

Изложенные здесь результаты рекогносцировочных сейсмических исследований позволили выявить лишь основные черты строения этого интересного в тектоническом отношении района Черноморской впадины. Для уточнения положения и особенностей обнаруженных структур и разломов и их связи с тектоническими элементами суши необходимы более детальные геофизические работы.

Литература

- Брод И. О., Вахания Е. К., Соколов Б. А. О газопроявлениях из меловых отложений г. Сухуми. В кн. «Новости нефтяной техники». Геология, вып. 3, ГОСИНТИ, 1958.
- Вахания Е. Г. Геологические исследования в приморской зоне Абхазии. Тр. Геологической конторы. Грузнефти, № 2, Геоліздат, 1940.

- Кац А. З., Русіанович Д. Н. Сейсмичность района Сочи — Красная Поляна. В кн. «Землетрясения в СССР», Изд-во АН СССР, 1961.
- Лунарский Г. Н. Сейсмоакустический радиобуй. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 55, Изд-во АН СССР, 1962.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Непрочнов Ю. П., Шиплецов Г. Н. Анализатор волн для морских сейсмоакустических исследований. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 39, Изд-во АН СССР, 1960.
- Непрочнов Ю. П., Михно М. Ф. Данные о строении осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря в районе г. Сочи. Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.
- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Строение Гудаутской отмели по данным реконгносцировочных сейсмических исследований. Геология нефти и газа, № 8, 1963.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Колхидской низменности и смежных площадей. Сов. геология, № 5, 1959.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А., Трохова А. А. Перспективы нефтегазоносности меловых отложений Грузии. Тр. ВНИГНИ, вып. XXI, 1959.
- Сорский А. А. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. В кн. «Глубинное строение Кавказа», Изд-во «Наука», 1966.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Статья поступила
6 февраля 1967 г.

УДК 551.242

В. А. КОПАЕВ

К МЕТОДИКЕ АНАЛИЗА КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В настоящее время сравнение характера тектонических движений на смежных участках производится путем построения карт изопахит («метод мощностей» В. В. Белоусова (1944) и «объемный метод» А. Б. Ронова (1949)). Изменение тектонического режима во времени иллюстрируется построением кривых соотношения мощностей и длительности отрезка геологического времени, предложенных С. А. Бубновым и введенных в практику работ советских геологов В. В. Белоусовым.

Все эти методы основаны на изучении мощностей осадков и совершенно не учитывают их литологического состава. Однако при рассмотрении отдельных разрезов терригенных толщ первое представление о тектоническом режиме осадконакопления складывается по гранулометрическому составу пород. Ритмическое строение толщ объясняется периодичностью колебательных движений. Распределение обломочных пород в плане регулируется геоморфологическим строением участка, которое обуславливается воздействием тектонических движений. Генетическая классификация фаций, разработанная В. И. Поповым (Попов и др., 1963), показывает последовательную смену фациальных групп пород от возвышенностей к депрессионным участкам, при которой грубообломочные породы тяготеют к поднятиям, а более мелкозернистые располагаются в удалении от них. Распределение мощностей осадков подчиняется той же закономерности: наибольшие мощности располагаются в удалении от области сноса — в «пространстве возможного накопления».

Таким образом, причинно-следственная зависимость (прямая или опосредованная через рельеф) между гранулометрическим составом осадков и тектоническим режимом осадконакопления, по-видимому, существует. Ее можно наблюдать в современных осадках, например, в межгорных впадинах тектонического происхождения. Впадины эти, как правило, отделены от горных сооружений разломами. В данном случае горное обрамление впадин является участком с положительным (относительно депрессионного) знаком движения, сама депрессия — участком отрицательных движений. В распределении осадков внутри депрессии повсеместно наблюдается закономерное уменьшение крупности зерна от периферии (зоны воздымания) к центру (зоне погружения). В том же направлении происходит постепенное увеличение мощности осадков. Однако, по мнению В. В. Белоусова (1944, 1962), эти простые взаимоотношения в ископаемых осадках нарушаются. Причина этого в том, что рельеф, обуславливающий дифференциацию осадков, зависит от характера тектонических движений и в связи с этим испытывает постоянные изменения.

А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий приводят примеры принципиально различных соотношений мощности и состава осадков, а именно:

«1) несмотря на изменения литологического состава осадочных пород, их мощности остаются одинаковыми;

2) мощности отложений разного литологического состава различны, но эти изменения противоположны наблюдаемым в современных осадках: мощности меньше прибрежных, более грубых породах и больше в удаленных от источника сноса материала, более тонких породах;

3) мощности резко изменяются в однородной по литологическому характеру толще осадочных пород» (1960, стр. 169).

Причины таких взаимоотношений, как указывают А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий, кроются в связи палеогеографической обстановки осадконакопления с конседиментационными тектоническими движениями или в воздействии постгенетических движений, обусловивших неравномерный размыв толщи на сформированной осадок. Размещение в пространстве областей эрозии и седиментации — фактор, зависящий от направленности тектонических движений. Привнос же обломочного материала, а следовательно, скорость осадконакопления и мощность в большей степени зависят от темпа тектонических процессов и характера сочленения участков с разным знаком движения.

Например, в районах развития пликативных дислокаций участки воздымания (антиклинали) полого сочленяются с участками погружения (синклиналями). Максимального выражения тектонические процессы достигают в осевых частях формирующихся складок. Между экстремальными точками располагается точка (в плане — линия) нулевых движений, разделяющая зоны поднятия и опускания, или области эрозии и аккумуляции.

Естественно, что в район «нулевой» точки поступает наибольшее количество материала, но отсутствие погружения, т. е. «пространства возможного накопления», не допускает здесь формирования осадка, и обломочный материал транспортируется далее, во впадину, испытывая при этом механическую дифференциацию. По периферии впадины накапливаются грубообломочные осадки небольшой мощности, которые к центру перейдут в более мелкозернистые, и в условиях конечной компенсации прогиба в центральной части впадины сформируется мощная толща наиболее мелкозернистых пород.

Следовательно, при пологом сочленении зон с разным знаком движения крупность обломочного материала в осадочной толще находится в обратной зависимости от ее мощности.

Во втором примере участки с разным знаком движения сочленяются по разлому. Такое сочленение часто встречается в современном строении поверхности, и в ископаемом состоянии описано Н. М. Синицыным (1960) при анализе Таласо-Ферганского разлома. В приразломной впадине зона максимального погружения находится в непосредственной близости от области эрозии. Здесь образуется избыточное «пространство возможного накопления», которое непрерывно заполняется грубообломочным материалом. По мере затопления этот материал, дифференцируясь, разносится по площади впадины, уменьшаясь по крупности и слагая толщи меньшей мощности в удалении от разлома. В этом варианте наблюдается прямая зависимость между размером обломочного материала и мощностью осадков.

Рассмотренные примеры прямой и обратной зависимости между крупностью обломочного материала и мощностью слагаемых им толщ и обуславливают многообразие взаимоотношений этих двух показателей.

Многие исследователи основным фактором распределения мощностей и фаций осадочных толщ считают тектонические движения. Показателем этого процесса является относительная скорость движений, т. е. в конечном счете амплитуда колебаний. Но при одинаковом размахе движений распределение мощностей и фаций может быть различным в зависимости от характера сочленения участков с разным знаком движения. Следовательно, существенную роль в процессе седиментации играет еще один показатель тектонических процессов, а именно горизонтальное расстояние между экстремальными точками — точками наибольшего поднятия и наибольшего погружения. В самом деле, в рассмотренных нами примерах различие состоит лишь в расстояниях между точками максимального проявления движений.

Изложенное дает основание полагать, что распределение обломочного материала и мощность осадочных толщ зависят как минимум от двух факторов — амплитуды движения и расстояния между экстремальными точками. Проявление тектонических движений при равных амплитудах будет контрастнее там, где эти точки сближены. При равном же расстоянии между этими точками наибольшая контрастность будет в районах с большим размахом движений. Таким образом, под «контрастностью движений» мы понимаем отношение амплитуды колебания к расстоянию между экстремальными точками. Переходя к процессам эрозии и седиментации, выражением которых являются изучаемые нами осадки, это понятие можно сформулировать следующим образом: контрастность тектонических движений определяется отношением разности высот между точками начала и конца транспортировки обломка «в» к горизонтальному расстоянию между ними «п».

Роль вертикальной составляющей в условиях полной компенсации прогиба, как и в других методах, играет мощность осадочной толщи в метрах. Об относительной величине горизонтальной составляющей мы можем судить лишь, сопоставляя размеры обломочного материала в сравниваемых толщах.

Величину горизонтальной составляющей выразим следующим соотношением:

$$n = \mu \frac{1}{D}, \quad (1)$$

где μ — коэффициент пропорциональности, зависящий от прочности разрушаемых пород, климатической обстановки и некоторых других факторов, единых для одной области осадконакопления. Поэтому μ как величина постоянная может быть исключена из расчетов.

Таким образом, контрастность тектонических движений может быть выражена следующей формулой:

$$K_T = \left(\frac{v}{n} \right) = M D, \quad (2)$$

где K_T — контрастность движений, M — мощность анализируемой толщи; D — средневзвешенный (по мощности) диаметр обломков.

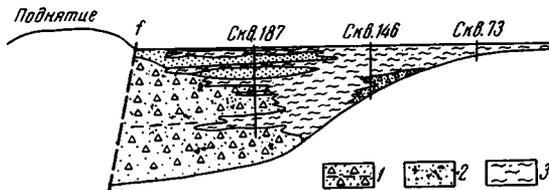


Рис. 1. Фашиальный профиль юрских отложений угольного месторождения Сулюкта

1 — делювиально-пролювиальные образования; 2 — руслово-аллювий; 3 — пойменный аллювий

Для расчетов нами использована принятая в СССР десятичная классификация обломочных пород, мм: конгломераты 10—100; гравелиты 1—10; пески 0,1—1,0; алевролиты 0,01—0,1; глины — менее 0,01.

Вычисленные по формуле (2) величины наносятся на графики двумя способами: 1) для анализа характера движений в одной точке по оси абсцисс вправо откладываются отрезки времени, соответствующие выделенным по разрезу толщи стратиграфическим горизонтам в абсолютном летоисчислении; по оси ординат — величины контрастности; 2) для сравнения характера движений в разных точках графики строятся на каждый выделенный отрезок времени. При этом по оси абсцисс в масштабе откладываются расстояния между разрезами, а по оси ординат — величины контрастности. Компактность графиков достигается применением логарифмического масштаба по оси ординат.

Не менее существенной характеристикой движений является и длительность процесса погружения. В большинстве случаев она значительно меньше выделяемого стратиграфического интервала. В самом деле, при постоянном темпе движения и непрерывном прогибании в зонах повышенной контрастности будут накоплены большие мощности и более крупнообломочный материал. Это можно наблюдать в приразломных впадинах (Синицын, 1960; Копаев, 1962), где вблизи поднятий фиксируются наибольшие мощности толщ, сложенных грубообломочным, пролювиальным материалом (рис. 1). В других случаях крупнообломочный материал (располагающийся в зоне высокой контрастности движений) локализуется на границе областей поднятия и погружения, характеризующейся пульсационными движениями разного знака. Здесь мощность его уменьшается в связи с меньшей абсолютной длительностью погружения (так как из всего времени интервала следует вычитать периоды воздымания). Поэтому мы считаем возможным принять количество средних диаметров обломков, укладываемых в мощности толщ, за градиент длительности, или абсолютного времени прогибания, который выражается также безразмерным коэффициентом «Г»:

$$\Gamma = \frac{M}{D}. \quad (3)$$

Построение графиков производится так же, как и для величин контрастности движений.

Построенные этими способами кривые позволяют выявить изменения тектонического режима с течением времени в одной точке (по одному разрезу), а также сравнить характер движений на площади в отдельных отрезки геологического времени.

Совершенно ясно, что числовые величины, получаемые по формулам (2) и (3), не характеризуют процессы количественно. Их роль заключается в наглядной иллюстрации соотношения характера тектонических движений в пространстве и времени.

Введенные здесь формулы использованы нами для анализа юрских тектонических движений в разных пунктах Ферганской депрессии. По этой методике были пересчитаны 15 разрезов юрских толщ. Результаты подсчетов приведены на рис. 2.

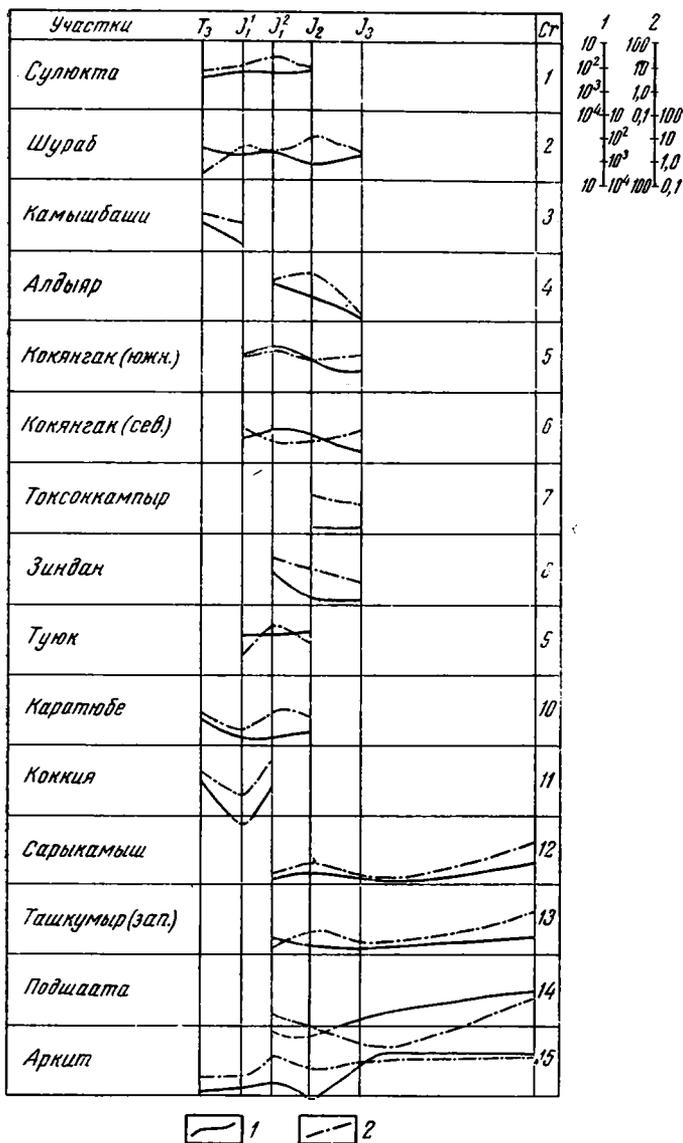


Рис. 2. Графики контрастности тектонических движений и градиента длительности осадконакопления
1 — кривые контрастности; 2 — кривые осадконакопления

Графики отражают периодическую смену контрастности движений с течением времени (2). Чрезвычайно интересны графики 5, 6 и 12, 13 (каждая пара построена для разных бортов одной впадины): 5 и 6 показывают разную историю бортовых частей Кокянгакской юрской депрессии, а 12 и 13, характеризующие тектонический режим бортов Ташкумырской впадины, отличаются строгой параллельностью кривых.

Графики 7—11 построены по разрезам юрской толщи на территории Ферганского хребта, причем точки разрезов расположены последовательно в разном удалении от линии Таласо-Ферганского разлома. Для всей этой крупной приразломной впадины в раннем мезозое намечаются два максимума контрастности движений — в позднем триасе и позднем лэйасе. Синхронные отрезки кривых для разных пунктов в целом параллельны, что говорит о единстве структуры, как области осадконакопления.

С помощью этого метода нам удалось подтвердить разобщенность Нанайской депрессии с Ферганской в юрское время, что иллюстрируется резко отличным характером кривых 14, 15 (Нанайская депрессия) и 13, 12 (Ферганская впадина).

Установление конседиментационного тектонического режима позволило уточнить палеогеографическую обстановку юрской седиментации, выяснить причины изменения угленосности юрского осадочного разреза, сравнить движения отдельных участков депрессии между собой и проследить их во времени.

Изложенный выше метод анализа тектонических движений применим лишь для континентальных терригенных толщ. Сопоставление можно проводить только в пределах единой области осадконакопления или в смежных областях, где климатический фактор является величиной постоянной.

Использование метода для участков платформенного развития не дает большого эффекта, так как при слабой тектонической активности размер обломочного материала практически неизменен на больших площадях. Таким образом, мощность осадков в данном случае дает необходимый материал для сравнения ($K_T = MD$, но D — величина постоянная, значит $K_T = M$). Это проверено на примере верхнемеловых отложений Западного Узбекистана (по данным А. Г. Бабаева и А. Н. Симоненко): графики, построенные по предлагаемому методу, идентичны кривым, полученным по величине мощностей.

Простота расчетов, допускающих сопоставление тектонического режима во времени и на площади с помощью усредненных графиков, возможность решать при этом палеогеографические вопросы, позволяют надеяться, что способ найдет широкое применение при изучении континентальных толщ.

Литература

- Белоусов В. В. Фашии и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 76. Сер. геол. (23), Изд-во АН СССР, 1944.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники, Госгеолтехиздат, 1962.
- Кобаев В. А. О юрских тектонических уступах в Фергане. Уч. зап. Среднеаз. ин-та геол. и мин. сырья (САИГИМСа), вып. 7, Ташкент, 1962.
- Полов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филипов А. А. Руководство по определению осадочных фашиальных комплексов и методика фашиально-палеогеографического картирования, вып. II. Госгеолтехиздат, Л., 1963.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3. (130), Изд-во АН СССР, 1949.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур». Изд-во АН СССР, 1960.

Среднеазиатский Научно-исследовательский институт геологии минерального сырья г. Ташкент

Статья поступила 31 июля 1967 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

Л. И. КРАСНЫИ

РЕЦЕНЗИЯ НА МЕЖДУНАРОДНЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ
(АНГЛИЙСКАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ)¹

В 1967 г. опубликован Седьмой выпуск трудов Комиссии геологической карты Мира Международного геологического конгресса, представляющий собой словарь английской тектонической терминологии. Этот выпуск составил и отредактировал Дж. Г. Деннисон (США). В редколлегию входили Д. Чэллинор (John Challinor, Англия), Д. Э. Гилл (James E. Gill, Канада), Г. Оертел (Gerhard Oertel, США). В предисловии, написанном председателем Комиссии по структурной номенклатуре Д. Л. Блекстоуном (D. L. Blackstone) и ее членами А. В. Бэлли (Albert W. Bally) и др., указывается, что эта работа будет иметь большое значение для полевых исследований и будет содействовать дальнейшему упорядочению структурной терминологии. Там же упоминается, что идея создания международного тектонического словаря одновременно возникла в Советском Союзе (А. А. Богданов), Швейцарии (Е. Вегманн) и в США (Дж. Деннис). В СССР вначале был издан (на ротапринте) словник на четырех языках, а затем и первый выпуск словаря (1960).

Словарь английской тектонической терминологии состоит из 346 аннотаций, подобранных по алфавиту. В них дается: словообразование (этимология), определение (или объяснение), история (по возможности первое упоминание термина и дальнейшая эволюция взглядов на его содержание), употребление, синонимы (или близкие, родственные термины) и, в некоторых случаях, систематика. Иногда указываются рекомендации о желательности использования термина в определенном смысле. Характерна краткость изложения материала. Во всех возможных случаях дается цитата из первоисточника. В словаре наиболее широко (хотя и не исчерпывающе) представлены термины, употребляемые в американской и английской геологической литературе, однако приводятся или упоминаются многие термины и понятия, введенные австрийской, немецкой, французской и русской тектоническими школами (например, антеклиза, плита и др.).

В словаре явное предпочтение отдается таким структурным терминам, как *сброс*, *надвиг*, *флексура*, *грабен*, *складка*, *кливаж*, *трещина*, *разрыв*, *несогласие*. Всем этим дислокациям дана полная характеристика и описаны их важнейшие разновидности. Например, указывается около двадцати разновидностей сбросов, большое количество разновидностей складок, кливажа. В этом отношении словарь почти безупречен.

Хорошо подобраны иллюстрации, характеризующие сбросы, взбросы и сбросо-сдвиги, складки и их элементы, разновидности складок и пр. Рисунки взяты из известных работ К. Ван-Хайза, Б. Виллиса, Дж. Гилла, И. Клосса и др.

Приведены немногие термины, касающиеся тектоники магматических тел, такие, как *батолит*, *бисмалит*, *лакколит*, *дайка*, *силл*, *кальдера*, *вулканический купол*. Дается общее определение термина *плутон* и его разновидностей. Однако нет таких важных для тектоники терминов, как *инициальный*, *финальный* и *субсеквентный* магматизм, не рассматриваются (за исключением *гнейсовых куполов*) процессы реактивации (активизации). В целом магматизм оказывается оторванным от процессов тектогенеза и в характеристике геосинклинальных, орогенических и платформенных структур континента и немногих океанических структур, связь их с магматизмом отсутствует или о ней упоминается вскользь.

¹ International tectonic dictionary. English terminology. Compiled and edited by John G. Dennis. Publ. by Americ. Assoc. of Petroleum Geologists under the auspices of its Committee on Structural Nomenclature, Tulsa, Oklahoma, USA, 1967.

Автор словаря посчитал необходимым привести ряд терминов, перекидывающих мост от процессов метаморфизма к тектогенезу. Так, он дал объяснения терминов *анатексис*, *палигенезис*, *реоморфизм*, а также *милонит* со всеми его многочисленными разновидностями (*протомилонит*, *ультрамилонит*, *бластомилонит*, «*ганг-милонит*»).

Имеется группа терминов и понятий, касающихся глубинного строения Земли. К ним, в первую очередь относится: *ядро*, *сима*, *сиаль*, *мантия*, *астеносфера*, а также *поверхности Гутенберга*, *Мохоровичича* ($v=8,1$ км/сек) и *Конрада* ($v=6,2$ км/сек.) Последние три термина в английском языке звучат лучше, чем в русском. Мне представляется, что название «несогласие Мохоровичича» ближе соответствует английскому слову *discontinuity*, что значит поверхность или зона, в которой физические свойства резко изменяются.

В словаре уделено внимание тектоно-генетическим терминам, таким как *кратон* (*континентальный* и *океанический*), *платформа* (соответствует, по мнению составителя, русскому термину *плита*), *щит*, *подвижный пояс* и *геосинклиналь*, со многими ее типами и подтипами, *орогенический пояс* и *ороген* и др. Однако, добросовестно стремясь указать различные толкования термина, автор словаря иногда теряет нить правильного выбора его наиболее рационального значения. Например, так произошло с термином *передовой* (*краевой*) *прогиб*. С целью ознакомления читателей с характером объяснения термина в рецензируемом словаре имеет смысл привести перевод этой аннотации с некоторыми сокращениями.

Передовой прогиб (Foredeep). Происхождение слова: Немецкое *Vortilffe* (Suess, 1909, стр. 335). Определение: удлиненный структурный прогиб или депрессия, обычно заполненная осадками; образуется путем опускания *передовой суши* (*foreland*) ниже уровня современных складок горного хребта (по Зюссу). История и употребление: Э. Зюсс предложил термин *передовой прогиб* (*foredeep*) и включил в него и океанические *прогибы* (*trenches*). Дж. Умбров (1947) отметил, что Штнлле (1940) употреблял *миогеосинклиналь* в том же смысле. На стр. 45 Умбров предложил термин *краевой прогиб* (*Marginal deep*) и для любых заполненных осадками погружений, первоначально расположенных вдоль края складчатой цепи. Кэй (1951) установил, что *экзогеосинклиналь* может становиться *орогенным передовым прогибом*. Штокм и Варнесом (Stokes and Varnes, 1955) *передовой прогиб* (*foredeep*) описывается как длинная, узкая подводная депрессия (расположенная обычно по соседству с вулканической островной дугой), связанная с развитием сбросов и с прогибанием океанического дна. Британские геологи подходят к этому термину с меньшим ограничением, т. е. это: 1) *поздний, пост-орогенический краевой прогиб* (*foredeep*), заполненный континентальной моласой (например, Альпийский передовой прогиб, Гималайский передовой прогиб и т. д.); 2) *быстро опускающийся линейный прогиб*, образованный в геосинклинальной зоне и заполненный большой мощности граувакково-турбидитовыми осадками. В нем также могут накапливаться вулканиты, например, передовой прогиб «Верхний Далрадиан», кембрийский «передовой прогиб» в Северном Уэльсе, и Кульмский «передовой прогиб» в Юго-Западной Англии. В этих последних случаях *передовой прогиб* — доорогенический и соответствует эвгеосинклинали.

Замечание: так как имеется законное сомнение, как понимать слово *передовой* (*fore*), то лучше пользоваться термином *краевой прогиб* (*marginal deep*, *marginal trough*), поскольку он чисто описательный.

Эта выдержка ясно показывает, какие разногласия существуют в странах английского языка по поводу такой важной в теоретическом и практическом отношении пограничной структуры между платформами и складчатыми системами. Прочтя этот текст, советский читатель, воспитанный на классических работах Н. С. Шатского и трудах его учеников (Ю. А. Косыгина, Н. П. Хераскова, Ю. М. Пушаровского), легко увидит, насколько глубоко проблема формирования развития краевых прогибов разработана в нашей стране. Правда, и у нас только в последние годы четко установлено, что большинство краевых прогибов имеет свою перикратонную предьсторию. Другими словами, пограничные структуры между платформенными и складчатыми областями, в начале развивались как перикратонные опускания, а затем, в течение сравнительно небольшого геологического эпизода, как краевые прогибы.

В рецензируемом словаре Денниса имеются лишь немногие хронологические термины, по-видимому, наиболее часто употребляемые в американской литературе. Речь идет о терминах (список по английскому алфавиту) *Акадская*, *Аппалачская*, *Каледонская*, *Гренвиллская*, *Герцинская*, *Ларамийская* орогении. Пропущены такие важные хроноTECTONические термины, как *невадийская*, *индийская*, *альпийская* (широко применяемые американскими геологами) орогении.

Обеднен словарь и терминами, относящимися к океаническим структурам. Они исчерпываются терминами: *океанический кратон* (*талассократон*), *средне-океаническое поднятие* и *океанический желоб*. Случайными представляются и отдельные аннотации, посвященные *континентальному дрейфу* и *изостази*. Многие важнейшие геотектонические гипотезы конвекционных течений (потоков), контракции и другие — в словаре не рассматриваются.

Встречаются в словаре и термины, характеризующие общие процессы или свойства вещества, такие, например, как *релаксация*, *гомогенность*, *гетерогенность* и др.

Словарь английской тектонической терминологии так же, как и советские словари-справочники (под редакцией Ю. А. Косыгина, под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Хаина и С. С. Шульца), со всей определенностью показал, что тектонические термины, как правильно указывает во введении к словарю Дж. Деннис, страдают от множества смысловых (семантических) непоследовательностей. Поэтому авторы крупных региональных сводок, например Г. Муррей (G. E. Murray, 1961), А. Иртли (A. Y. Eardley, 1961, 1964) и другие, предпослали своим исследованиям перечень принимаемых ими тектонических терминов с их кратким пояснением. Такие же пояснения приводятся и во многих советских сводках. Все это свидетельствует о необходимости срочных мер по упорядочению тектонической терминологии и номенклатуры. Однако первый словарь английской тектонической терминологии имеет и большое международное значение, так как он позволит широкому кругу читателей разных стран пользоваться старой и современной литературой. Мне представляется полезным перевод словаря английской терминологии на русский язык с некоторыми сокращениями.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
9 декабря 1968 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(571.5+571.6)

**VI-Я СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Созданный несколько лет назад при Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР Научный совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока, возглавляемый членом-корр. АН СССР Ю. А. Косыгиным, в конце декабря 1968 г. провел уже 6-ю научную сессию. Эти сессии привлекают всегда большое число участников, проходят активно и интересно, оставляя заметный след в обмене научными идеями. Поскольку они тематичны, то обычно складывается довольно полное представление о состоянии работ в том или ином направлении тектонических исследований.

На VI-й сессии рассматривались три главных вопроса.

1. Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт.

2. Состояние тектонической терминологии.

3. Методы экспериментального воссоздания тектонических форм.

Некоторое внимание, кроме того, было уделено проблемам неотектоники.

Свыше 20 прочитанных докладов касалось первого из упомянутых вопросов. Здесь был представлен ряд докладов общего характера, но главным образом доклады строились на основе рассмотрения новых оригинальных тектонических карт, иногда специализированных (в частности, карт для нефтегазоносных областей). Были продемонстрированы различные карты, относящиеся к чехлу Западно-Сибирской плиты и ее фундаменту, к Сибирской платформе, Восточной Азии, Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, Монголии, Казахстану, Индии, Японскому морю, Тихоокеанскому сегменту земной коры, Луне и ряд других.

С все более углубленным пониманием структур земной коры и развитием тектонического картографирования тесно связана работа по совершенствованию научной тектонической терминологии. В этом направлении было сделано несколько докладов, в которых содержались различные соображения о принципах и порядке введения новых терминов, а также о принципах систематики и классификации структур.

При рассмотрении экспериментальных работ в области тектоники, чему также была посвящена серия докладов, внимание привлекли исследования деформаций горных пород в условиях высоких давлений и температур, а также ряд других работ (деформации, связанные с увеличением объема материала, моделирование процесса формирования соляных структур и т. д.).

Что касается неотектонической тематики, то ей было уделено меньше внимания, чем она заслуживает. Здесь дело ограничилось постановкой некоторых вопросов и демонстрацией ряда графических материалов.

Мы не излагаем сущности отдельных докладов, поскольку Научным советом были изданы их тезисы. («Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология»). Тезисы докладов, представленных на VI-ю сессию Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1968). С другой стороны, хорошо освещает сессию принятая на ней резолюция, содержащая оценки представленных работ и намечающая задачи дальнейших исследований. Эта резолюция публикуется ниже.

Основным недочетом в организации сессии, является охват слишком широкого круга вопросов и, как следствие этого, перегруженность докладами. Сессию вполне можно было ограничить той тематикой, которая указана на титульном листе изданных тезисов. Однако это ни в какой мере не умаляет значения принятых решений.

Следующая VII-я сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока будет выездной и состоится в Магадане в августе — сентябре 1969 г. Она будет посвящена мезозойскому тектогенезу, сыгравшему столь значительную роль в формировании тектонических областей на востоке континента.

Ю. М. Пуцаровский

VI внеочередная сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока была созвана по решению V Якутской сессии.

Сессия проходила с 23 по 27 декабря 1968 г. в г. Новосибирске. В ее программу были включены следующие вопросы:

1. Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт.

2. Методы составления неотектонических карт.

3. Методы экспериментального воспроизведения тектонических форм.

4. Вопросы тектонической терминологии.

На сессии заслушано 83 доклада, в том числе 45 на пленарных заседаниях, а остальные обсуждены методом демонстрации графики. В совещании приняло участие около 200 человек из 49 организаций: представители научно-исследовательских институтов и территориальных геологических управлений Новосибирска (ИГиГ СО АН СССР, СНИИГГИМС), Иркутска (ИЗК СО АН СССР, Лимнологический институт АН СССР, ВостСибНИИГГИМС, ИГУ), Геофизический трест, ГСЗ), Красноярска (КГУ, геофизическая экспедиция), Магадана (СВКНИИ), Хабаровска (КНИИ СО АН СССР, КТЭ), Якутска (ЯТГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР), Сахалина (САХКНИИ), Владивостока (ГИН СО АН СССР) Улан-Уде (БурТГУ, Багд. ГЭ), Читы (ЗабКНИИ), Гор. Упр.), Новокузнецка (ЗСГУ, ЭСГЭ), Норильска (НорКГРЭ, НорЭНИИГА) Тюмени (Зап.-Сиб. НИГНИ), Кемерово, а также Москвы (ГИН АН СССР, ИФЗ АН СССР, ИО АН СССР, ЦНИГРИ, МГУ, НИЛЗарубежгеология, ВНИИГеофизика, ВЗПИ, Гидропроект, ВАГГ), Ленинграда (ИГД АН СССР, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, НИИГА), Алма-Аты (ИГН АН КазССР, КазПИ), Фрунзе (ИГ АН КиргССР), Ростова-на-Дону (Донбасс НИЛ), Днепропетровска (Днепрогеология) Краснодара (КФВНИИ), Уфы (ГГИ БФ АН СССР), Геленджика (Гелфил, ВНИИГеофизика).

Во время сессии проведены специальные семинары по соляной тектонике Сибирской платформы и по принципам тектонического районирования докембрия.

Сессия принимает решения по следующим вопросам:

1. Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт.

В настоящее время при обзорном и мелкомасштабном тектоническом районировании континентальных областей наибольшее распространение получил метод районирования по возрасту главной складчатости, разработанный А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Этот метод лежит в основе получивших всеобщее признание «Тектонической карты СССР и сопредельных стран» (1956), «Международной тектонической карты Европы» (1964) и «Тектонической карты Евразии» (1966) и нашел широкое применение за рубежом (Ф. Кинг «Тектоническая карта Северной Америки», Ю. Шубер «Тектоническая карта Африки» и др.). По этому методу составлены также представленные на сессии Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры масштаба 1 : 10 000 000 (ГИН АН СССР, Институт океанологии АН СССР), в ее континентальной части, «Тектоническая карта востока Советской Азии» масштаба 1 : 10 000 000 (СВКНИИ СО АН СССР) «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления» масштаба 1 : 2 500 000 (СНИИГГИМС) и др.

Заслуживают внимания модификации этого метода с выделением разновозрастных складчатых систем по времени начала геосинклинального режима, а также по промежутку времени его существования.

Вместе с тем намечаются другие подходы к тектоническому районированию. Перспективным является разработанный в ИГиГ СО АН СССР метод тектонического районирования с выделением геологических тел по вещественным и структурным признакам. Этот метод позволяет производить объемное тектоническое районирование и представлять осадочную оболочку Земли как сочетание геологических тел определенного класса и возраста. Для дальнейшего улучшения этой методики необходима разработка количественных способов описания вещественного состава и степени дислоцированности геологических тел.

Заслуживает внимания разрабатываемая во ВСЕГЕИ методика тектонического районирования, основывающаяся на представлениях о типах тектонических режимов и изменении этих режимов во времени.

Весьма существенной является разработка принципов тектонического районирования морских и океанических областей, для которых неприменимы методы, зарекомендовавшие себя при составлении тектонических карт материков из-за принципиально иного характера их развития и структуры. Первоочередное значение для понимания тектоники океанических областей имеет изучение подвижных поясов дна океанов (срединно-океанических хребтов и др.). Разработка методов составления тектонических карт океанов уже началась («Тектоническая карта Евразии», 1966; «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры»). Однако необходимо совершенствование этой методики.

Считая недостаточным состояние изучения послегеосинклинальной тектоно-магматической переработки складчатых областей, сессия обращает внимание на необходимость дальнейшей разработки методики тектонического районирования и типизации областей повторногс (возрожденного) горообразования.

Сессия констатирует, что по сравнению с обзорными картами, менее разработаны принципы составления среднемасштабных тектонических карт (1:1 000 000 и более), имеющих первостепенное значение для прогнозирования поисков полезных ископаемых. Немногочисленные среднемасштабные карты, представленные на сессии, составлены с использованием историко-геологического метода, выделением структурно-фациальных зон и т. д. Основной среднемасштабных карт складчатых и платформенных областей следует считать отображение вещественного состава и структурно-морфологических особенностей геологических тел. В связи с этим большой интерес представляют разработанные в ГИНа АН СССР основы парагенетического анализа структур.

Сессия обращает внимание Тектонического комитета при ОНЗ АН СССР на необходимость усиления разработки методики составления средне- и крупномасштабных тектонических карт и просит посвятить одно из своих заседаний этому вопросу.

Сессия считает заслуживающей внимания идею создания Тектонических карт по отдельным регионам Союза.

Учитывая необходимость усиления и координации исследований по тектонике вулканогенных образований, сессия считает целесообразным организацию при Научном совете по тектонике Сибири и Дальнего Востока палеовулканической секции.

II. Методы составления неотектонических карт

Представленные на сессии материалы, а также последние результаты исследований по новейшей тектонике и структурной морфологии показывают большую значимость этих исследований в общем комплексе изучения геологического строения и развития земной коры. К настоящему времени издана карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000 (1959), находится в печати Циркумплярная карта новейшей тектоники (НИИГА и др.) и Западно-Сибирской плиты и ее обрамления (масштаба 1:2 500 000) (СНИИГГИМС и др.). Кроме общеизвестных теоретических итогов, достигнутых отечественной неотектоникой и структурной геоморфологией, необходимо отметить значительные практические результаты в деле поисков и прогноза гипергенных полезных ископаемых, нефти, газа и др. Основными методами изучения новейших движений и структур земной коры являются геологические, геофизические, структурно-геоморфологические.

Сессия отмечает важность применения структурно-геоморфологических методов для решения вопросов региональной тектоники; при тектонических исследованиях шельфа и океанического дна; при изучении элементов глыбовой тектоники, новейших структур и особенностей их развития; в изучении роли разломов в формировании новейших структур. Эти методы помогают изучать природу тектонических движений различных типов. В связи с необходимостью решения ряда важнейших теоретических и практических задач неотектоники сессия считает целесообразным разработку следующих проблем:

1. Совершенствование методов неотектонических и морфо-структурных исследований и районирования областей с различным тектоническим режимом, особенно районов, испытывающих длительную денудацию.

2. Упорядочение и разработку терминологии по новейшей тектонике и структурной геоморфологии.

3. Дальнейшее изучение и картирование поверхностей выравнивания.

4. Дальнейшую разработку методов поисков и прогноза складчатых и разрывных структур на закрытых территориях.

Для осуществления решения намеченных проблем сессия рекомендует:

1) на ближайшем организационном заседании Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока рассмотреть вопросы составления карты новейшей тектоники этой территории;

2) рекомендовать Научному Совету по тектонике Сибири и Дальнего Востока организовать совещание, посвященное методике неотектонического картирования и вопросам роли разломов в формировании новейших структур;

3) просить геоморфологическую комиссию ОНЗ АН СССР и секцию неотектоники ИГЭА организовать работу по составлению терминологического словаря по новейшей тектонике и структурной геоморфологии.

Сессия отмечает как весьма положительный факт включение в программу ее работ проблем неотектоники.

III Экспериментальная тектоника

Сессия отмечает возросшую роль в тектонических исследованиях методов экспериментального воспроизведения тектонических форм. Наряду с дальнейшим развитием традиционных методов тектонического моделирования проведены исследования в принципиально новых в методическом отношении направлениях. Выполнены эксперименты при высоких давлениях и температурах по деформации горных пород и слоистых моделей, составленных из разных пород. Разработан метод тектонического моделирования в:

искусственном магнитном поле, в том числе с использованием ферромагнитных материалов в оптически активных средах. Указанный метод дает возможность моделировать в соответствии с теорией подобия гравитационное поле в статистических моделях. Важные результаты получены в экспериментах, опирающихся на применение разуплотняющих материалов, что позволяет в дальнейшем моделировать развитие различных деформаций в связи с существованием и развитием вертикальных и горизонтальных неоднородностей в земной коре и подкорковых слоях. Значительно расширены возможности тектонического моделирования в искусственном гравитационном поле, позволяющего воспроизводить структуры, возникающие при инверсии плотностей. Усилен за счет комплексирования с другими методами оптический метод анализа напряжений и деформаций. Привлечены некоторые другие методы.

Учитывая достигнутые результаты, сессия подчеркивает необходимость дальнейшего развития тектонического эксперимента в следующих направлениях:

1. Совершенствование методов изучения деформаций пород и воспроизведения тектонических форм при высоких давлениях и температурах на реальных горных породах.
2. Создание моделей, воспроизводящих развитие разных типов горизонтальных и вертикальных неоднородностей в земной коре и подкорковых слоях.
3. Моделирование различными методами тектонических структур конкретных районов.
4. Дальнейшее совершенствование количественных измерений при проведении тектонических экспериментов.
5. Развитие методов точного анализа полей напряжений в элементарных тектонических структурах.

IV Тектоническая терминология

Состояние тектонической терминологии является неудовлетворительным, поскольку неконтролируемое увеличение числа терминов, их многосмысленность, синонимичность и т. п. усложняют решение важных проблем тектоники.

В последние годы работа по упорядочению тектонической терминологии проводится в Москве (МГУ), в Ленинграде (ВСЕГЕИ) и особенно интенсивно в Новосибирске (ИГиГ СО АН СССР). Однако эти работы проводятся разрозненно и в недостаточном объеме.

В качестве возможных путей дальнейшей работы над усовершенствованием терминологии на сессии отмечались: 1) организационные меры с принятием правил классификации, терминологии и номенклатуры по типу существующих в стратиграфии, 2) создание системы формализованных понятий и специализированных языков.

Сессия просит Тектонический Комитет при ОНЗ АН СССР усилить работы по упорядочению тектонической терминологии и способствовать их координации, а также организовать обсуждение вопросов тектонической терминологии в геологической печати с желательным выделением для этого специального раздела в журнале «Геотектоника».

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77

81

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 5/III-1969 г. Т-06446 Подписано к печати 24/IV-1969 г. Тираж 1750 экз.
Зак. 5578. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 10,5+2 вкл. Бум. л. 3³/₄ Уч.-изд. листов 11,7

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Б-232

7

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР

Д 3 КВ 42

МАКАРЫЧЕВУ Г И

70228

1-12

Индекс

70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

ГОЛОЦЕН НА ТЕРРИТОРИИ СССР. 20 л. 2 р. 20 к.

В работе освещены процессы, происходившие в голоцене, характер, стратиграфия и абсолютный возраст отложений, новейшие методы их исследований и комплексное изучение болотных стоянок.

Впервые дается подсчет запасов полезных ископаемых голоцена и возможности практического использования их в народном хозяйстве. Рассмотрены региональные проблемы изучения голоцена на территории Советского Союза.

Книга рассчитана на географов, геологов, палинологов, археологов, ботаников.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СОВЕТСКОМ ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ. Сборник статей. 14 л. 1 р. 40 к.

В сборнике помещены доклады, прочитанные на выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР, Сибирского отделения АН СССР и геологических организаций СССР и РСФСР, проходившей в Хабаровске и Южно-Сахалинске в сентябре 1965 г. Доклады посвящены результатам геофизических исследований и их геологическому истолкованию для познания строения земной коры внешней и внутренней зон Тихоокеанского подвижного пояса.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Туманов П. А. ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА. 8 л. 80 к.

В книге содержатся сведения по геологическому строению и нефтегазоносности Северного Предуралья и смежных районов. Приводится описание древних отложений Западного Предуралья и Печерской низменности. Отмечается своеобразие тектонического строения этих районов. Описывается характер распределения нефтяных и газовых месторождений.

Работа рассчитана на геологов, нефтяников, тектонистов, стратиграфов, геологов-поисковиков.

Адреса магазинов «Академкнига»:

Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, проспект Октября, 129; Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Душанбе, проспект Ленина, 95; Куйбышев, проспект Ленина, 2.

